

DER KAGENFELS GRANIT UND SEINE RANDFAZIES (VOGESEN)

GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN DES GESAMTGESTEINS UND DER
ALKALIFELDSPÄTE, SOWIE DIE BESTIMMUNG IHRER STRUKTURELLEN
ZUSTÄNDE.

WALTER WILLY HANS KRAFT

DER KAGENFELS GRANIT UND SEINE RANDFAZIES (VOGESEN)

GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN DES GESAMTGESTEINS UND DER
ALKALIFELDSPÄTE, SOWIE DIE BESTIMMUNG IHRER STRUKTURELLEN
ZUSTÄNDE.

Inauguraldissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität, München

vorgelegt von
WALTER WILLY HANS KRAFT
München, den 07.08.1986

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Propach
2. Berichterstatter: Prof. Dr. H.G. Huckenholz

Tag der mündlichen Prüfung: 10.02.1987

Vorwort:

=====

Diese Arbeit wurde am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München durchgeführt.

Meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. G. Propach schulde ich besonderen Dank. Durch seine Initiative wurde diese Arbeit durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützt. In vielen Diskussionen half er die auftretenden Schwierigkeiten zu überwinden.

Herrn Prof. Dr. H. G. Huckenholz möchte ich für die Überlassung eines Arbeitsplatzes danken.

Herrn Dr. Kroll danke ich für die Zusendung von 3 Computerprogrammen, mit denen die Bestimmung von Gitterparametern wesentlich erleichtert wurde.

Herrn Dipl. Min. W. Spiegel gilt mein besonderer Dank für die Installierung der Computerprogramme am Leibniz-Rechenzentrum, für fruchtbare Diskussionen, für die hilfsbereite Unterstützung - insbesondere an den Wochenenden - und für die Durchsicht des Manuskriptes.

Einen speziellen Dank möchte ich Herrn Dipl. Min. W. Wünsch für die Messung der Seltenen Erden in 8 Gesteinsproben aussprechen.

Herrn Dipl. Min. Chr. Miessler danke ich für die aktive Hilfe bei der Installierung von Programmen.

Frau Dodig verdanke ich die Einweisung in die diffizile Kunst der Schwereretrennung.

Besonderen Dank schulde ich Herrn A. Wanninger, der als Werkstatteleiter unverzüglich die apparativen Probleme beseitigte.

Meinem Freund R. Simon gilt ein herzlicher Dank. Er stellte mir seinen Personalcomputer und ein Textverarbeitungsprogramm für nahezu 1 1/2 Jahre zur Verfügung, was die Abfassung dieser Arbeit zweifelsohne beschleunigte.

Weiter möchte ich mich bei allen denen bedanken, die zwar namentlich nicht genannt sind, die mich aber stets bereitwillig unterstützt haben.

Zusammenfassung:

=====

Die Untersuchungen am Gesamtgestein zeigten, daß sich die Gesteine des Kagenfels Granit-Komplexes (mittelkörniger Granit, Cranophyr, Rhyolith und porphyrischer Granit) durch einen Fraktionierungsprozess erklären lassen. Dabei muß berücksichtigt werden, daß die porphyrischen Proben (Randfazies) geochemisch nicht einheitlich sind, sondern entsprechend ihrem Differentiationsgrad in 4 Gruppen untergliedert werden können.

Bei den Alkalifeldspäten handelt es sich um Mikroperthite. Sie sind gekennzeichnet durch niedrige Ca- und Sr-Gehalte (≤ 0.16 Gew.-% bzw. < 150 ppm).

Entgegen den Erwartungen konnte in den rhyolithischen Proben kein Sanidin indiziert werden.

Die Orthoklase weisen eine Ordnung von 0.74 bis 0.92 auf. Die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen der triklinen Phasen schwanken zwischen 0.88 und 0.94.

Die Ordnung der Alkalifeldspäte der Grundmasse ist weitgehend unabhängig von der Breite (d.h. von den errechneten Abkühlungszeiten) der untersuchten Gänge und von der unterschiedlichen Lage der Proben in den Profilen.

Man kann davon ausgehen, daß unmittelbar nach der Kristallisation die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen der Alkalifeldspäte ca. 0.70 betrugen. Die Zunahme der Ordnung (bis 0.94) vollzog sich während des postmagmatischen Stadiums.

Im Gegensatz zu den Alkalifeldspäten wird in den Perthit-entmischungen (Tiefalbit) eine Ordnung von mehr als 0.96 erreicht.

Inhaltsverzeichnis:

=====

	Seite
1. Einführung	1
2. Regionale Geologie	2
3. Makroskopische Gesteinsbeschreibung	8
4. Mikroskopische Gesteinsbeschreibung	9
4.1. Zusammenfassung aus der Untersuchung von PROPACH (1971)	9
4.2. Ergebnisse der Mikroskopie unter besonderer Berücksichtigung der Einsprenglinge	15
4.2.1. Einsprenglingsmenge	15
4.2.2. Einsprenglingsgröße	17
4.2.3. Einsprenglingshäufigkeit	17
4.2.4. Einsprenglingsverhalten in den Gesteins- Profilen 21288 und 21290	19
5. Geochemische Untersuchungen des Gesamt- gesteins	24
5.1. Probennahme und Aufbereitung	25
5.2. Meßverfahren	25
5.2.1. Röntgenfluoreszenzanalyse (= RFA)	25
5.2.2. Instrumentelle Neutronenaktivierungs- analyse (= INAA)	26
6. Geochemische Interpretation der Gesamt- gesteinsanalysen	26
6.1. A-, I- oder S-Typ-Granit	27
6.2. Modell der fraktionierten Kristallisation	30
6.2.1. Das Sr-Rb-Diagramm	31
6.2.2. Das Ba-Rb-Diagramm	32
6.3. Das Dreieck Quarz-Albit-Orthoklas	35
6.4. Das Rb-Ba-Sr-Dreieck	37
6.5. Das Zirkonium	39

	Seite
6.6.	Geochemische Profile 43
6.6.1	Längsprofil durch den Kagenfels Granit 44
6.6.2	Profil durch den Rhyolith-Steinbruch von Eftermatten 46
6.7.	Die Seltenen Erdelemente (SEE) 50
6.7.1	Korrelationen zwischen SEE und Haupt- und Spurenelementen 50
6.7.2	Chondritnormierte SEE-Verteilungsmuster 54
7.	Die Alkalifeldspäte 58
7.1	Verwendete Feldspat-Nomenklatur 58
7.2	Strukturelle Eigenschaften der Feldspäte 59
7.3	Untersuchungsmethoden 63
7.3.1	Optische Methoden 63
7.3.1.1	Mikroskopische Erscheinung der Alkali- feldspäte 63
7.3.1.2	Bestimmung des Achsenwinkels 66
7.3.1.2.1	Die Achsenwinkel der Albite 66
7.3.1.2.2	Die Achsenwinkel der Alkalifeldspäte 66
7.3.2	Geochemische Untersuchungen 69
7.3.2.1	Abtrennung der Alkalifeldspäte 69
7.3.2.2	Analysenmethode 69
7.3.2.3	Analysenergebnisse 69
7.3.2.4	Die Korrelationsmatrix 70
7.3.2.5	Chemische Zusammensetzung der Alkali- feldspäte 72
7.3.2.5.1	Allgemeines 72
7.3.2.5.2	Das Ab-An-Or-Dreieck 73
7.3.2.5.3	Das K_2O - Na_2O -Diagramm 74
7.3.2.5.4	Das Ba-Sr-Diagramm 74
7.3.2.5.5	Das Rb-Ba-Diagramm 77
7.3.2.5.6	Das Rb-Sr-Diagramm 77
7.3.2.5.7	Fe_2O_3 (total) 80
7.3.2.6	Die Elementkonzentrationen in den Alkalifeldspäten entlang eines Längs- profils durch den Kagenfels Granit 81

	Seite
7.3.2.7 Verteilung der Elemente zwischen Alkalifeldspat und Gesamtgestein	83
7.3.3 Bestimmung der Gitterparameter	86
7.3.3.1 Guinier-Aufnahmetechnik und Auswertung	86
7.3.3.2 Diffraktometeraufnahmen	87
7.3.3.3 Die Reflexe (060) und ($\bar{2}04$)	89
7.3.3.4 Die Berechnung des Or-Gehaltes aus dem Zellvolumen	91
7.3.3.5 Δa = Maß für gestreßte Feldspäte	93
7.3.3.5.1 Δa der Alkalifeldspäte	94
7.3.3.5.2 Δa der Perthitentmischungen	94
7.3.3.6 Die Al-Si-Ordnung der Feldspäte	95
7.3.3.6.1 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte	95
7.3.3.6.1.1 Die b-c-Darstellung	95
7.3.3.6.1.2 Das α^* - γ^* -Diagramm	97
7.3.3.6.1.3 Die regionale Verteilung der Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte im Kagenfels Granitkörper	99
7.3.3.6.1.4 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte entlang eines Längsprofils durch den Kagenfels Granit	101
7.3.3.6.1.5 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte in schmalen Gängen	104
7.3.3.6.1.6 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte entlang verschiedener Profile	108
7.3.3.6.1.7 Einzelkornbestimmungen von Alkalifeldspateinsprenglingen	114
7.3.3.6.1.8 Das γ -b-Diagramm	117
7.3.3.6.1.9 Die Al-Besetzung der Tetraederplätze der Alkalifeldspäte	120
7.3.3.6.2 Die Albitphase in den Perthiten (= Perthitentmischungen)	121
7.3.3.6.2.1 Das b-c-Diagramm	121
7.3.3.6.2.2 Das α^* - γ^* -Diagramm	123

	Seite
7.4 Die Temperaturstabilität der Alkalifeldspäte	125
7.5 Die Bedeutung einer H ₂ O-reichen Phase für den Ordnungsgrad der Alkalifeldspäte	126
7.6 Das Feldspatthermometer	127
7.7 Kinetische Betrachtungen	128
 Anhang:	
Tab. A Fundpunkte der Proben des Kagenfels Granits (= KG)	133
Tab. B Chemische Analysen der Gesamtgesteine mit der CIPW-Norm	139
Tab. C Mittelwerte der Kagenfels Granit Proben	146
Tab. D Mittelwerte aus 8 neutronenaktivierten Proben	147
Tab. E Mittelwert der Nettointensitäten und 2-fache Standardabweichung aus dreifachen RFA-Messungen einer Tablette	148
Tab. F Chemische Analysen der Alkalifeldspäte des Kagenfels Granits und Strukturformeln	149
Tab. G Mittelwerte aus 69 Alkalifeldspatanalysen	161
Tab. H Direkte und reziproke Gitterkonstanten der Alkalifeldspäte	162
Tab. I Direkte und reziproke Gitterkonstanten der Perthitentmischungen	173
Tab. J Der Or-Gehalt und die strukturellen Indikatoren der Alkalifeldspäte	175
Tab. K Der Or-Gehalt und die strukturellen Indikatoren der Perthitentmischungen	181
 Literaturverzeichnis	182
 Lebenslauf	190

1. Einführung:

=====

Die vorliegende Arbeit ist Teil eines wissenschaftlichen Schwerpunktprogramms, das sich mit der Kinetik gesteins- und mineralbildender Prozesse auseinandersetzt. Ziel der Untersuchungen soll die Erforschung zeitabhängiger Prozesse sein, die die Dynamik der Gesteinsbildung aufzeigen.

Neben der Bestimmung neuer experimenteller Daten sollen die Forschungen an natürlichen Gesteinen bestehende Modelle erhärten bzw. neuen Modellvorstellungen förderlich sein.

Dabei spielen speziell die Alkalifeldspäte in granitischen Systemen eine bedeutende Rolle. Deren Ordnungszustand und deren Entmischung sind eine Funktion der Bedingungen bei und nach der Kristallisation.

Aufgrund der oben genannten Zielsetzungen wurde der Kagenfels Granit/Vogesen ausgewählt. Die Kriterien dafür waren, daß es sich dabei um einen gangförmigen Körper gleichmäßiger Breite handelt, dessen Abkühlungsverlauf berechnet werden kann. Weiterhin haben Untersuchungen früherer Bearbeiter (v. ELLER, 1961; HAHN-WEINHEIMER et al., 1971) ergeben, daß der mittelkörnige, miarolitische Leukogranit von einer feinkörnigen Fazies (Randfazies) umgeben wird, dessen Gefüge durch die rasche Abkühlung am Rand hervorgerufen wurde.

Im südöstlichen Teil des Granitkörpers läßt sich zusätzlich zur Kern-Rand-Unterteilung eine Gefügeentwicklung beobachten. Der mittelkörnige Granit wird sukzessiv feinkörniger, geht in granophyrische Varianten über, die schließlich von Rhyolithen abgelöst werden.

In den rhyolithischen Gesteinen des südlichen Ausläufers, sowie in den Gangfüllungen, sind die ursprünglichen Chemismen der Magmen durch die Abschreckung weitgehend erhalten geblieben.

Die aufgeführten Gesteinstypen zeigen aufgrund der Veränderungen des Gefüges und der Korngrößen, daß keine einheitlichen Kristallisationsbedingungen geherrscht haben. Daraus folgt, daß unter anderem die Abkühlungsgeschwindigkeiten verschieden waren.

Die mikroskopische Bearbeitung von PROPACH (1971) ergab, daß die Triklinität der Alkalifeldspäte im mittelkörnigen Gang nach Westen zunimmt. Auch dies ist ein Hinweis darauf, daß mit unterschiedlichen Abkühlungszeiten gerechnet werden muß.

Die Form des Granitkörpers bot die Möglichkeit, quer und parallel der Längserstreckung des Ganges Profile zu legen und das Verhalten der Alkalifeldspäte im Zusammenhang mit den unterschiedlichen Bildungsbedingungen aufzuzeigen.

2. Regionale Geologie:

=====

Während des Varistikums werden, wie auch in anderen Gebieten (z. B. Böhmisches Massiv, Französisches Zentralmassiv), weiträumige horizontale Bewegungen als Folge einer starken Krusteneinengung von Norden nach Süden angenommen. Diese Krusteneinengung läßt sich nach FLUCK (1984) als Kollision zweier Kontinentalplatten auffassen. Es entwickelte sich dabei eine Störungszone, die man vom Armorikanischen Massiv bis zum Böhmischem Massiv verfolgen kann. Die Sutur von Lalaye-Lubine, Teil dieser Störungszone, unterteilt die Vogesen in zwei Bereiche unterschiedlichen Metamorphosegrades: die Nordvogesen, die dem Saxothuringikum zuzurechnen sind und die mittleren Vogesen/Südvogesen, die dem höher metamorphen Moldanubikum angehören. Durch ihre kulmische Überdeckung unterscheiden sich die Südvogesen von den mittleren Vogesen.

Das Grundgebirge:

In den Nordvogesen (Abb. 1) dominiert die Einheit des "Champ-du-Feu". Dieses Massiv wird aufgebaut durch eine Abfolge von neun unterschiedlichen Graniten, Granodioriten und Dioriten. Die Plutonite sind in parallelen Bändern angeordnet, die mit ca. 60-70 Grad streichen und gegen SW

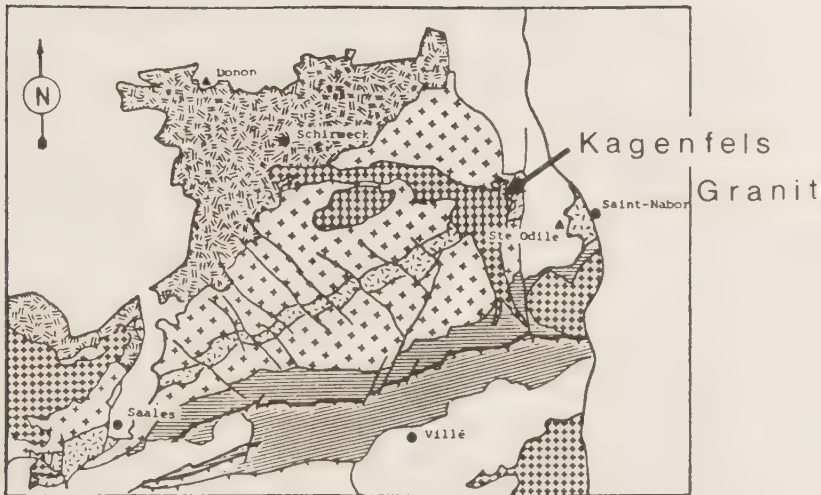


Abb. 1: Vereinfachte Strukturkarte des Grundgebirges der nördlichen Vogesen nach v. ELLER et al. (1972), aus REIBEL und WURTZ (1984)

-  Schiefer und Phyllite von Ville
-  Steiger Schiefer (Silur - Ordovizium)
-  Das vulkanische "mittlere Band" des Champ-du-Feu
-  vulkanisch-sedimentäre Formation von Bruch (Devon - Unterkarbon)
-  Granite, Granodiorite und Diorite des Champ-du-Feu
-  spätherzynische granitische Intrusiva
-  Sedimente

einfallen. Der Komplex des Champ-du-Feu fällt im Süden unter die Steiger Schiefer (Silur) und grenzt im Norden an die vulkanisch-sedimentäre Formation von Bruche (Devon-Unterkarbon). Rheingrabenparallele Störungen beschneiden ihn im Osten. Das Perm bildet die südwestliche Begrenzung.

Das Massiv war Mittelpunkt eines epirogenetischen Aufstiegs. Dieser Aufstieg vollzog sich entlang der erzeugten Störungen, die mit 135° N streichen (v. ELLER, 1972).

Der Kagenfelsgranit:

Im NW des Champ-du-Feu durchschlägt der Kagenfels Granit die älteren Strukturen diskordant (Abb. 1). Die Intrusion erfolgte während der spätherzynischen Phase in geringer Tiefe. Der mittelkörnige Leukogranit hat die Form eines Ganges, der Ost-West streicht. Im östlichen Teil biegt er nach Süden um und geht sukzessiv in subvulkanische bis vulkanische Fazies (Rhyolith von Eftermatten) über. Als Zwischenstufen treten granophyrische Varianten auf (THEOBALD, 1953, v. ELLER, 1959 und 1961).

Im mittelkörnigen Bereich nimmt die Zahl und Größe der Mia-rolen und die Menge des Muskovits nach Osten hin ab.

Eine feinkörnige porphyrische Randfazies umgibt teilweise den mittelkörnigen Hauptgang.

Der Auflastdruck bei der Bildung des mittelkörnigen Granits war gering, wahrscheinlich weniger als 500 bar (PROPACH, 1971).

Insgesamt ist der Kagenfelsgranit einschließlich Granophyr und Rhyolith 15 km lang und hat eine Breite von 0.5 bis 2 km. Sein höchster Punkt liegt 870 m über NN, sein niedrigster in 390 m über NN.

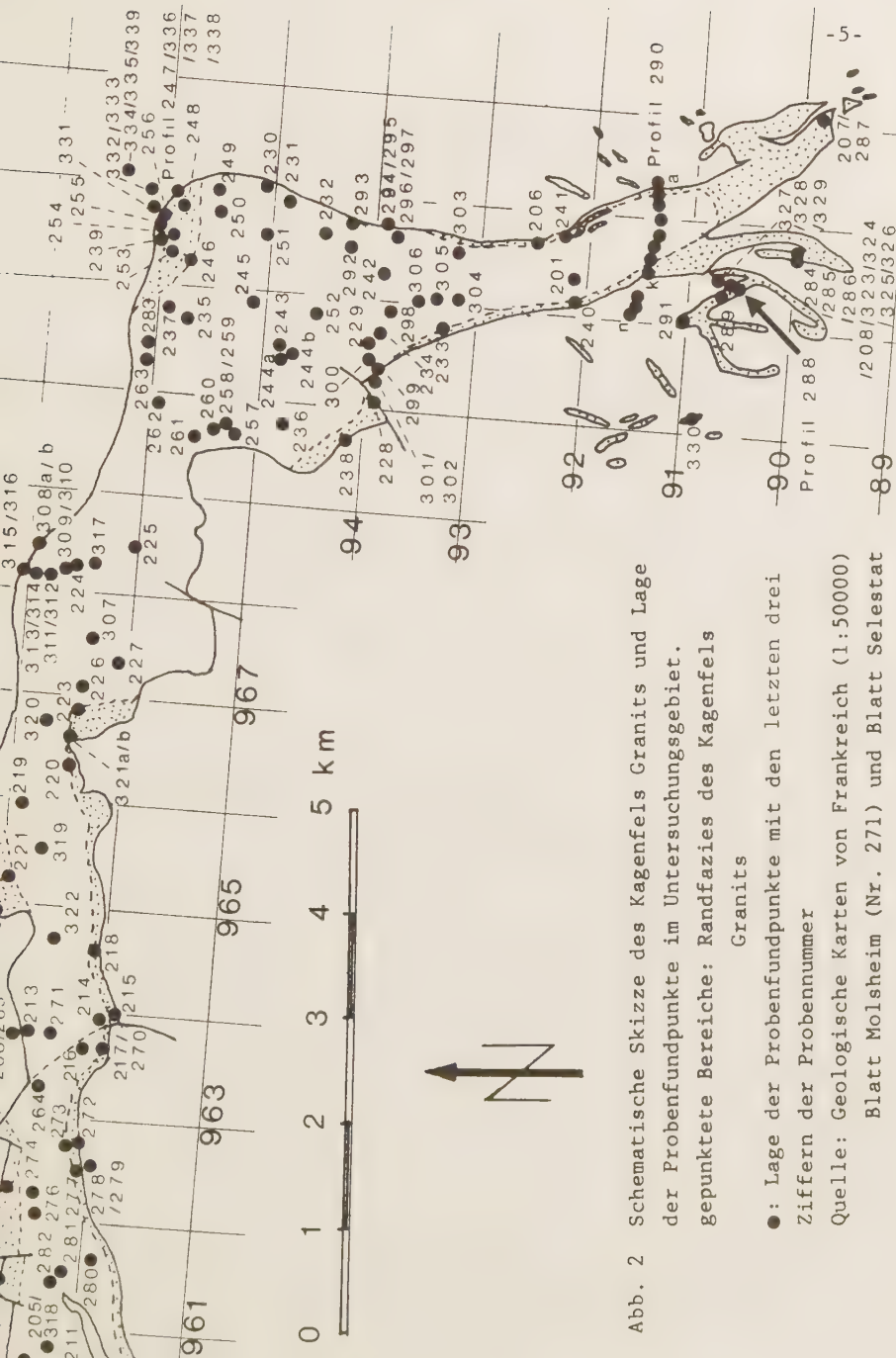


Abb. 2 Schematische Skizze des Kagenfels Granits und Lage der Probenfundpunkte im Untersuchungsgebiet.
 gepunktete Bereiche: Randfazies des Kagenfels Granits

●: Lage der Probenfundpunkte mit den letzten drei Ziffern der Probennummer

Quelle: Geologische Karten von Frankreich (1:50000)
 Blatt Molsheim (Nr. 271) und Blatt Selestat (Nr. 307)

Die in v. ELLER's Kartierung angedeutete Randfazies erscheint mir nach eigenen Begehungen umfangreicher als dies in seiner geologischen Karte dokumentiert ist. Meiner Meinung nach tritt sie um den gesamten mittelkörnigen Gesteinskörper - am Kontakt zum Nebengestein - auf.

Dieser Umstand würde die Deutung als Randfazies unterstreichen. Aber die Beobachtungen ergaben, daß dieser Randbereich häufig durch einen abrupten Fazieswechsel geprägt ist.

Kartierungen am nördlichen Kontakt ergaben folgendes Profil:

Vom mittelkörnigen Zentrum ausgehend wurde das Gefüge in nördlicher Richtung sukzessiv feinkörniger, vergrößerte sich etwas, wurde nochmals feiner, vergrößerte sich abermals und ging schlagartig ins Nebengestein über. Die Aufschlußverhältnisse (Bewuchs) entlang eines Weges erlaubten nicht, die einzelnen Kontakte, falls es solche gibt, zu kartieren.

Wenn man von tektonischen Störungen absieht, so gelingt es nicht, dieses Phänomen der Wechselfolge mit einem einzigen Magmenschub zu erklären.

Die oben angeführte Detailuntersuchung macht deutlich, daß es sich nicht um eine einheitliche Randfazies handeln kann. Wie die folgenden Ausführungen zeigen werden, läßt sich die Entstehung der Randfazies auch anders erklären.

Im Inneren des mittelkörnigen Granitkörpers gibt es hin und wieder Proben, die ein serialporphyrisches Gefüge besitzen und den mittelkörnigen Granit gangartig durchziehen. Reiht man beispielsweise die 9 Proben dieser serialporphyrischen Varietät (21224, 21309, 21310, 21312, 21313, 21314, 21315, 21316 und 21317) aneinander und verbindet sie mit der südlich auskartierten Störung, so ergibt sich das Bild einer nachträglichen Intrusion entlang einer N-S-streichenden, tektonischen Spalte. (s. Abb. 2, Nordrand, 4 km WNW der NE-Ecke).

Im Zentrum des "Knies" finden sich ebenfalls zwei feinkörnige serialporphyrische Proben (21244 a und b), die sich als nördliche Fortsetzung einer bereits kartierten Störungszone interpretieren lassen.

Zusammenfassend kann man sagen, daß die feinkörnig-porphyrischen Gesteine durch mindestens zwei Akte gebildet wurden:

- a) durch die schnelle Abkühlung des heute mittelkörnigen Granitmagmas am Kontakt zum Nebengestein
- b) durch nachträgliche Intrusionen

Wie die Untersuchungen am Gesamtgestein (Kap. 6.2.2) und an den Alkalifeldspäten (Kap. 7.3.2.5.6) zeigen werden, läßt sich die Bildung der Randfazies noch deutlicher untergliedern.

Die Abb. 2 zeigt eine vereinfachte Darstellung des Untersuchungsgebietes. Die Probenfundorte sind durch Punkte markiert. Bei kleinräumiger Beprobung wurde die entsprechende Lokalität mit nur einem Punkt gekennzeichnet. Die Zahlen neben den Probenfundpunkten sind die letzten drei Stellen der Probennummer, die immer mit 21... beginnt. Zwei oder mehrere Proben eines Fundpunktes werden durch einen Schrägstrich (/) getrennt.

Die Hoch- und Rechtswerte für jede Probe, sowie die dazugehörige Höhe über den Meeresspiegel (Normal Null = NN) in Metern (m) sind zusammen mit dem Gesteinstypus und eventuell notwendigen Bemerkungen zur näheren Charakterisierung im Anhang aufgeführt (Tab. A).

Bei der Probenauswahl wurde darauf geachtet, eine möglichst gleichmäßige Belegung des Gesamtkörpers zu erhalten.

In dem Verbreitungsgebiet des Kagenfels Granits (ca. 17 km²) wurden insgesamt 169 Proben entnommen. (Das entspricht einer mittleren Anzahl von 10 Proben je km².)

3. Makroskopische Gesteinsbeschreibung:

a) mittelkörnige Fazies:

Die Proben der mittelkörnigen Fazies weisen im allgemeinen eine rötliche Farbe auf, selten erscheint das Gestein auch weißlich gebleicht.

Die Körner haben einen Durchmesser von 1-3 mm. Charakteristisch ist der geringe modale Gehalt an Biotit (unter 1%) und der hohe Miarolenanteil. Durchschnittlich fällt auf 1 cm² eine Miarole. Die Miarolen können bis 1 cm Durchmesser erreichen.

Im westlichen Teil fand eine kräftige Zersetzung des Gesteins statt. Die postmagmatische Beeinflussung einer fluiden Phase bewirkte gleichzeitig eine starke Sprossung von großen Hellglimmerschuppen und eine Ausbleichung des Gesteins.

b) serialporphyrische Fazies:

Im Unterschied zu den mittelkörnigen Proben sind die feinkörnigen, porphyrischen Varietäten, die zum Teil gangartig den Hauptkörper durchsetzen, weißlich getönt.

c) Granophyre und Rhyolithe:

Granophyre und Rhyolithe sind dicht und bilden in manchen Fällen eine Fluidaltextur ab. Meistens zeigen sie eine braunrote Färbung. Anschnittsflächen von Rhyolithproben weisen häufig eine dichte Belegung mit Sphärolithen auf. Oftmals lassen sich Proben der Randfazies nicht von Rhyolithen unterscheiden.

Die Anzahl der Miarolen in diesen Gesteinen, abgesehen von dem Granophyr 21240, sinkt auf etwa 0.5 pro cm² und ihre Größe nimmt auf maximal 3 mm Durchmesser ab.

Die granophyrische Probe 21240 ist charakterisiert durch eine hohe Zahl von Miarolen (3 pro cm²) und deren Durchmesser bis zu 1.5 cm.

4. Mikroskopische Gesteinsbeschreibung:

4.1 Zusammenfassung aus der Untersuchung von PROPACH (1971):

Eine ausführliche mikroskopische Gesteinsbeschreibung liegt von PROPACH (1971) vor. Nachfolgend ist eine kurze Zusammenfassung seiner Arbeit aufgeführt.

Von mittelkörnigem Gefüge, über granophyrische Spielarten und feinkörnige Porphyre, bis hin zu Rhyolithen, deren feinkörnige Grundmasse mikroskopisch nicht mehr aufzulösen ist, gibt es alle Übergänge.

Der mittelkörnige Granit (Abb. 3 a und b) enthält folgende Minerale:

Biotit: mit starkem Pleochroismus von schwarzbraun nach hellbraun mit $2 V_x$ bis 44° ; im Westen des Hauptkörpers erscheint er gebleicht und ist randlich in Hellglimmer umgewandelt.

Plagioklas: maximaler An-Gehalt beträgt 10 Mol.-%; ehemals höhere Gehalte im Kern (angedeutet durch stärkere Sericitisierung) sind durch Albitisierung verlorengegangen; die Sericitisierung ist im Westteil des Granits am stärksten fortgeschritten; myrmekitische Verwachsungen treten nur untergeordnet auf.

Kalifeldspat: der Perthitgehalt in den Körnern liegt bei ca. 33 Vol.-%; die Mikroklingitterung im westlichen Bereich ist teilweise deutlich.

Quarz: ist allgegenwärtig; in Miarolen kommen 3 Generationen vor.

Zirkon: es gibt Zirkone mit normaler Licht- und Doppelbrechung und zonarem Aufbau; daneben kommen späte Zirkone vor, die eine geringere Licht- und Doppelbrechung, einen Zonarbau und eine Tief-Temperatur-Tracht* (PUPIN, 1980) aufweisen.

(* Ergänzung des Verfassers)

Apatit: er kommt noch seltener vor als der Zirkon.

Erz: weitgehend in Hämatit, Rutil und Anatas übergegangen.

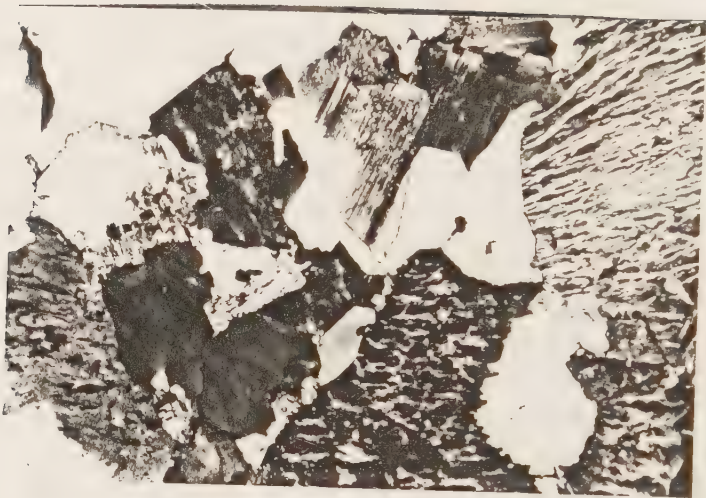


Abb. 3a: mittelkörniger Granit (Probe 21214), Bildbreite 1.8 mm
gekreuzte Nicols.



Abb. 3b: Miarole, begrenzt durch teilidiomorphe Quarz- und
Alkalifeldspat-Kristalle (Probe 21235), Bildbreite
1.8 mm, gekreuzte Nicols.

Miarolen: die Anzahl der Miarolen pro cm^2 beträgt zwischen 1 und 5; am häufigsten treten 2 Miarolen je cm^2 auf; ihre Durchmesser nehmen Werte von 0.1 mm bis 10 mm an; dabei ist zu bedenken, daß sie mehr oder minder weit zugewachsen sind.

Die serialporphyrischen Proben - in denen die gleichen Minerale (s. o.) auftreten - lassen sich in zwei Gruppen unterteilen. Die eine Gruppe hat eine feinere Grundmasse (Abb. 3 c) und einen mittleren Einsprenglingsgehalt von 13 Vol.-%. Die andere ist durch eine grobkörnigere Grundmasse (Abb. 3 d) und einen Einsprenglingsgehalt von 21 Vol.-% gekennzeichnet.

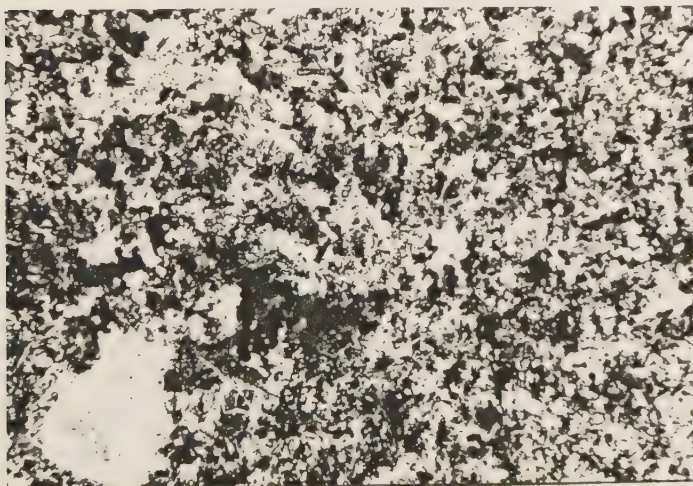


Abb. 3c: feinkörnig-porphyrischer Granit (Randprobe 21218), Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.

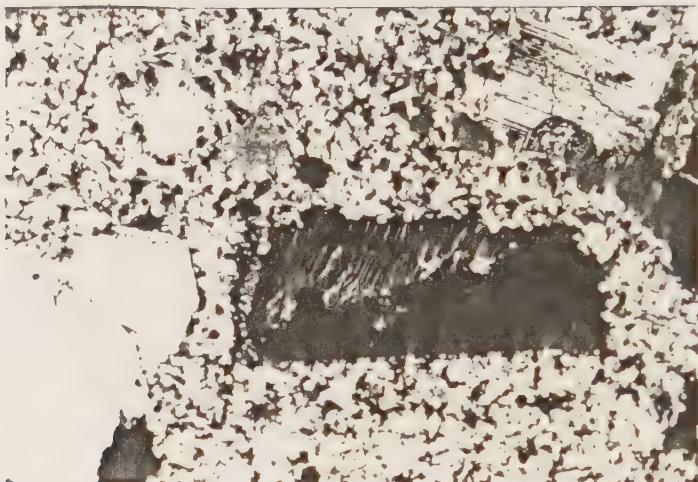


Abb. 3d: feinkörnig-porphyrischer Granit (Randprobe 21249),
Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.

In Granophyren (Abb. 3 e) und Rhyolithen (Abb. 3 f, g, h) treten ebenfalls - soweit sie Einzelheiten erkennen lassen - die oben beschriebenen Minerale auf. Der Gehalt an Einsprenglingen liegt bei 5 Vol.-% ($n = 13$). Nur die modalen Verhältnisse der Einsprenglinge verändern sich zu Gunsten des Kalifeldspats. Der Alkalifeldspat ist bis zu 3 mm lang. Durch unterschiedlich starke Abrundung der Kanten gibt es alle Übergänge zwischen xenomorphen und idiomorphen Kristallen. In der Grundmasse treten auch skelettäre Alkalifeldspäte auf, die bis 0.5 mm lang werden und maximal 3 Vol.-% einnehmen.

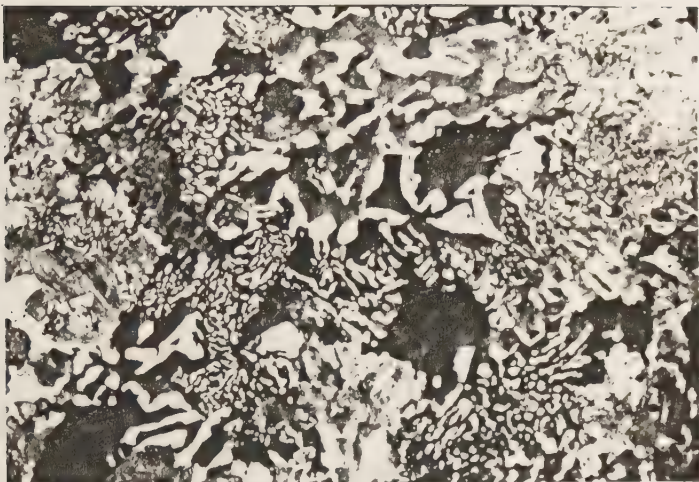


Abb. 3e: granophyrisches Gefüge (Probe 21305), Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.

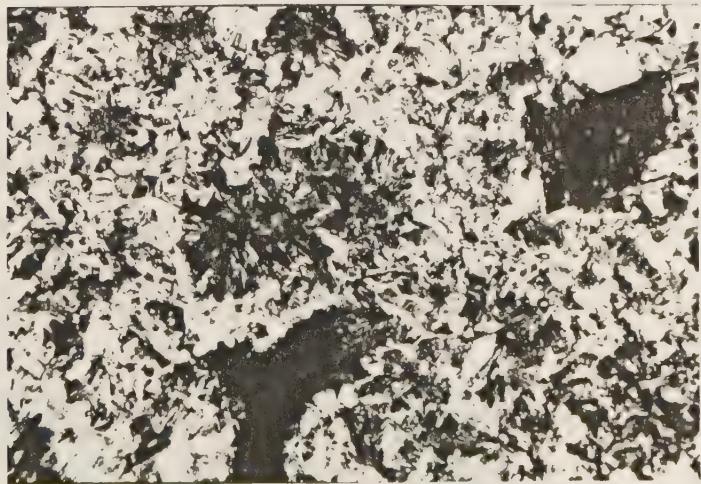


Abb. 3f: Rhyolith (Probe 21290a), Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.



Abb. 3g: Rhyolith mit korrodierten Quarz- und Alkalifeldspat-Einsprenglingen (Probe 21290d), Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.



Abb. 3h: Rhyolith mit Sphärolithen (Probe 21290g), Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.

Modalanalyse des Kagenfels Granits (in Vol.-%, Mittelwert aus 24 Dünnschliffen):

0.5	Biotit
1.4	Hellglimmer
24.0	Plagioklas
40.1	Kalifeldspat
33.4	Quarz
0.7	Erz

4.2 Ergebnisse der Mikroskopie unter besonderer Berücksichtigung der Einsprenglinge: -----

Von jeder im Gelände gesammelten Probe wurde mindestens ein Dünnschliff angefertigt. Die mikroskopischen Untersuchungen ergaben für Gefüge und Mineralbestand keine zusätzlichen Erkenntnisse, die über die Beobachtungen von PROPACH (1971) hinausgehen. Seine Beschreibung (kurze Zusammenfassung in Kap. 4.1) ist auch für die Proben dieser Arbeit zutreffend. Ergänzend wurde das Verhalten der Einsprenglinge, insbesondere der Alkalifeldspäte untersucht.

4.2.1 Einsprenglingsmenge: -----

In Abb. 4 (entnommen aus PROPACH, 1971) wurden die prozentualen Einsprenglingsanteile der einzelnen Minerale gegen die Summe der Einsprenglinge aufgetragen. Den Gruppen:

- a) Rhyolithe und Granophyre
- b) Porphyre mit feiner Grundmasse
- c) Porphyre mit grober Grundmasse

wurden hinzugefügt:

- d) Proben aus einem 9 m breiten Gang (21247 a-i) mit rhyolithischem Charakter und
- e) mittelkörnige Fazies mit einem Einsprenglingsanteil von 25 Vol.-% (= ein Viertel des Modalbestandes der mittelkörnigen Granite)

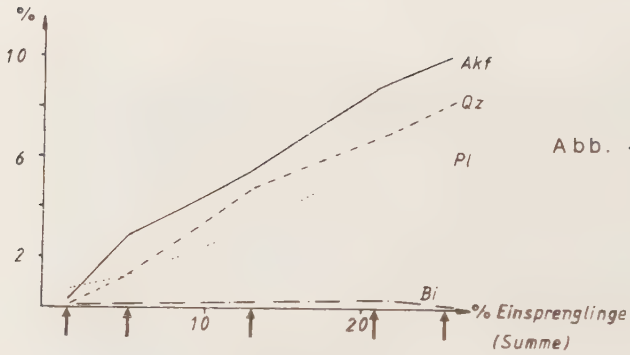


Abb. 4

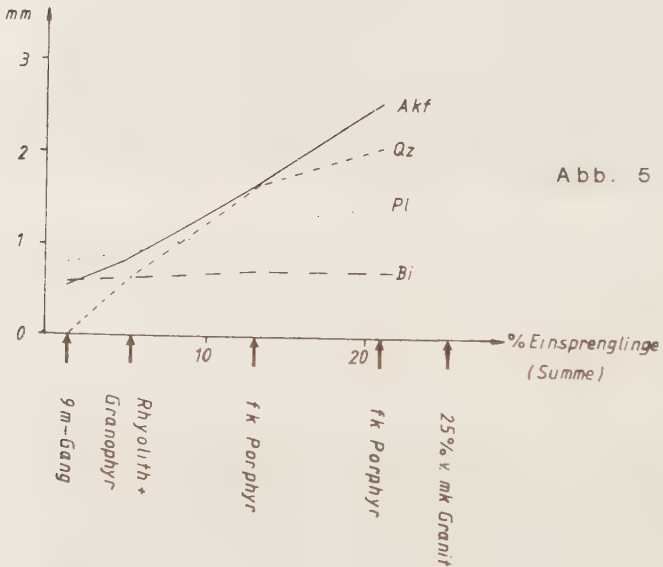


Abb. 5

Abb. 4: Anteil der einzelnen Minerale bei unterschiedlicher Einsprenglingsmenge. Auf der Abszisse sind die Gesamtmengen an Einsprenglingen (Akf + Qz + Pl + Bi) abgetragen, auf der Ordinate die Werte für die einzelnen Minerale. Alle Zahlen sind Mittelwerte.

Abb. 5: Einsprenglingsgrößen einzelner Minerale bei unterschiedlicher Einsprenglingsmenge.

Einsprenglinge von Ilmenit, Apatit und Zirkon treten ebenfalls auf, wurden aber quantitativ nicht ausgewertet. Aus der Abbildung ist zu entnehmen, daß die Menge der Einsprenglinge umso größer ist, je gröber die Grundmasse wird.

Die Werte für den 9 m breiten Gang zeigen an, daß das Magma bei der Intrusion praktisch frei von Einsprenglingen war.

4.2.2 Einsprenglingsgröße:

In Abb. 5 wurde die Einsprenglingsgröße in mm gegen die Summe der modalen Einsprenglingsmengen aufgetragen. Wie aus der Darstellung zu ersehen ist, haben die ersten Einsprenglinge eine mittlere Länge von 0.5 bis 0.8 mm.

Bemerkenswert ist, daß in dem 9 m breiten rhyolithischen Gang (21247 a-i) in 10 Dünnschliffen kein Quarzeinsprengling gefunden wurde.

Erklärbar ist dieses als Folge der Druckentlastung, die das ternäre Minimum im Qz-Ab-Or-System in Richtung des Qz-Pols verschiebt, so daß bei dem geringen Kristallisationsgrad der Gangproben (unter 2%) sich kein Quarz bilden konnte. In anderen rhyolithischen und granophyrischen Proben wird dies durch die Korrosion der Quarzeinsprenglinge angedeutet.

4.2.3 Einsprenglingshäufigkeit:

Der modale Anteil der Einsprenglinge (in Vol.-%) ist in den Rhyolithen geringer als in den Porphyren. Dagegen weisen die Rhyolithe im Vergleich zu den Porphyren eine größere Anzahl von Einsprenglingen auf. Ein Vergleich zwischen dem Rhyolith des 9 m-Ganges und des Porphyrs mit der feineren Grundmasse ergibt folgende Verhältnisse:

	Rhyolith	fk. Porphyr
Alkalifeldspat	10	1
Plagioklas	2	1
Biotit	2	1
(Quarz	0	1)

Tab. 1 Relative Anzahlen von Einsprenglingen im Rhyolith
eines 9 m breiten Ganges und im feinkörnigen Por-
phyr
(Der Rhyolith enthält nur 1.6 % Einsprenglinge, der
Porphyr 12.8 %)
Die jeweiligen Häufigkeiten im Porphyr wurden
gleich 1 gesetzt.

Aus der Tab. 1 folgt, daß die Keimbildungsrate im Rhyolith
größer war als im feinkörnigen Porphyr.

4.2.4 Einsprenglingsverhalten in den Profilen 21288 und

21290:

Querprofile, die durch gangförmige Körper verlaufen, geben Aufschluß über die Verteilung der Einsprenglinge in diesen Gängen. Dabei spielt die Anreicherung von Einsprenglingen in der Mitte von Gängen, hervorgerufen allein durch die Fließvorgänge der Magmen, wie sie BHATTACHARJI und NEHRU (1972) beschreiben, bei den vorliegenden Gangbreiten von 160 m bzw. 1300 m, wohl keine entscheidende Rolle.

Es wurde je ein Profil durch den rhyolithischen Bereich des Hauptkörpers und durch ein isoliertes Vorkommen gelegt.

An Einsprenglingen wurden berücksichtigt: Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Feldspäte, die aufgrund ihrer Veränderungen nicht eindeutig zu Plagioklas oder Alkalifeldspat zugeordnet werden konnten, erhielten die Bezeichnung "Relikte". Da ihr Anteil oftmals erheblich war, wurden die Relikte mit Alkalifeldspat und Plagioklas in einer Feldspatkurve zusammengefaßt.

Das Profil 21288 a-p:

Das Profil 21288 wurde durch ein Rhyolithband gelegt, das an der Oberfläche keine Verbindung zum ebenfalls rhyolithischen Hauptkörper hat (s. Karte, Abb. 2). Die gesamte Länge beträgt 160 m. In der Abb. 6 sind die Einsprenglingsanteile gegen die Lage im Profil aufgetragen. Die Probe 21288 n - die keinen einzigen Einsprengling zeigte - wurde nicht berücksichtigt.

Für das Profil ergibt sich ein etwa symmetrischer Aufbau, was die Verteilung der Einsprenglingsanteile betrifft. Die Anteile der Quarzeinsprenglinge erreichen in den Proben c, g und o jeweils Maximalwerte. Zu beiden Kontakten hin nehmen diese Einsprenglinge in den Proben ab. Die Proben e und l zeichnen sich durch einen sprunghaft erhöhten Anteil an Feldspateinsprenglingen bei gleichzeitiger Abwesenheit von Quarzeinsprenglingen aus.

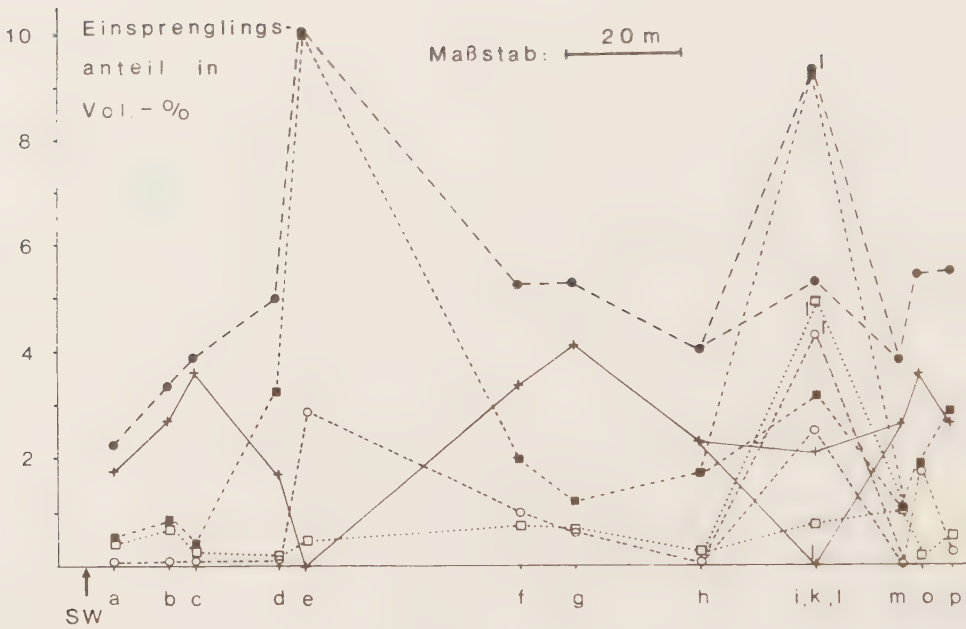


Abb. 6: Variation der Einsprenglingsanteile (in Vol.-%) des Rhyolithprofils 21288 (n = 14)

Symbole:

+: Quarz

□: Plagioklas

○: Alkalifeldspat

■: Plagioklas + Alkalifeldspat + "Relikte"

"Relikte" = Feldspäte, die wegen ihrer Veränderungen nicht näher charakterisiert werden konnten.

●: Summe der Einsprenglingsanteile (Qz. + Plag. + Alk. + "Relikte")

Bemerkenswert erscheinen im Profil 21288 die Proben i, k und l. Die drei Proben entstammen der gleichen Lokalität. Ihr vertikaler Abstand (i-l) beträgt im Aufschluß 5 m.

Der Volumenanteil der Einsprenglinge der Proben verändert sich wie folgt:

	21288 i	21288 k	21288 l
Plagioklas	0.59	0.90	5.06
Alkalifeldspat	2.33	2.47	4.26
Quarz	2.11	2.14	-
	—	—	—
Einsprenglings- anteil in Vol.-%	5.03	5.51	9.32

Tab. 2 Volumenanteil der Einsprenglinge der Proben i, k und l des Rhyolithprofils 21288

Die zu unterst entnommene Probe (21288 l) zeichnet sich dadurch aus, daß sie keine Quarzeinsprenglinge hat, aber ihren Feldspateinsprenglingsanteil im Vergleich zu den beiden anderen rund verdreifacht und damit den Gesamteinsprenglingsanteil etwa verdoppelt.

Am Handstück läßt sich diese Zunahme der Einsprenglinge ebenfalls feststellen, so daß ein Dünnschliffsnitteffekt ausgeschlossen werden kann.

Da ein fraktioniertes Absaigern der verschiedenen Einsprenglingsminerale innerhalb dieses Magmenkörpers, entsprechend deren Dichten ($\rho_{\text{Alk.}} = 2.58$, $\rho_{\text{Plag.}} = 2.63$, $\rho_{\text{Qz.}} = 2.64$) ausgeschlossen werden kann, lassen sich die Ergebnisse aus den Proben i, k und l möglicherweise als Folge von einzelnen Magmenschüben interpretieren. Gegen eine einaktige Bildung dieses Rhyolithkörpers spricht auch die Ähnlichkeit der Proben e und l, die sich deutlich von den übrigen Proben unterscheiden. Daraus kann man folgern, daß zwei unterschiedliche Magmen existierten, eines mit und eines ohne Quarz-Einsprenglinge.

Profil 21290 a-n:

Das Profil 21290 (Abb. 7) quert den südlichen rhyolithischen Hauptkörper des Kagenfelsgranits. Es erstreckt sich etwa 1300 m in Ost-West-Richtung.

Die Anteile der Feldspat- und Quarz-Einsprenglinge entlang des Profils ordnen sich nicht symmetrisch an. Die Proben c und i weisen zwar relative Einsprenglingsmaxima auf; den sprunghaften Anstieg der Einsprenglinge in der kontaktnahen Probe n kann ich mir jedoch nicht erklären.

Verglichen mit den Randpartien eines Ganges ist die Gangmitte durch eine längere Abkühlungszeit geprägt. Man kann deshalb erwarten, daß die Größe und Zahl der Einsprenglinge in der Gangmitte, gegenüber den kontaktnahen Bereichen, überwiegt. In beiden Profilen ist auffällig, daß entgegen dieser Erwartung keine Kurven entstehen, deren Maximum etwa in der Profilmitte liegt und zu beiden Kontakten hin kontinuierlich abnimmt.

Das Fehlen einer systematischen Variation in den Profilen 21288 und 21290, sowie der mehrfache Wechsel des Gefüges - fein-mittelkörnig - (vgl. Kap. 4), zeigt deutlich, daß eine einfache Beziehung zwischen Korngröße und Entfernung zum Kontakt nicht gegeben ist.

Setzt man voraus, daß die Füllung der Gänge in einem Akt erfolgte, so war die Kristallisation im Magma überall gleich weit fortgeschritten. Nach dem Übergang in den rhyolithischen, glasreichen Zustand kristallisierten ypsilonförmige, skelettäre Feldspäte. Daneben bildeten sich an den Feldspateinsprenglingen nur parallel der c-Achse skelettäre Anwachszonen aus. Im Gegensatz dazu zeigen die Quarz- (und Biotit-) Einsprenglinge trotz der hohen Temperaturen keine Kornvergrößerung. Die langsamere Abkühlung in den mittleren Bereichen der Gänge wirkte sich offensichtlich nicht aus, obgleich Berechnungen von D. WERNER (Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich) ergeben, daß es ca. 200 Jahre dauert, bis die Temperatur in der Mitte des 160 m breiten Ganges (21288) von 750° C (angerommene Intrusionstemperatur) auf 400° C gefallen

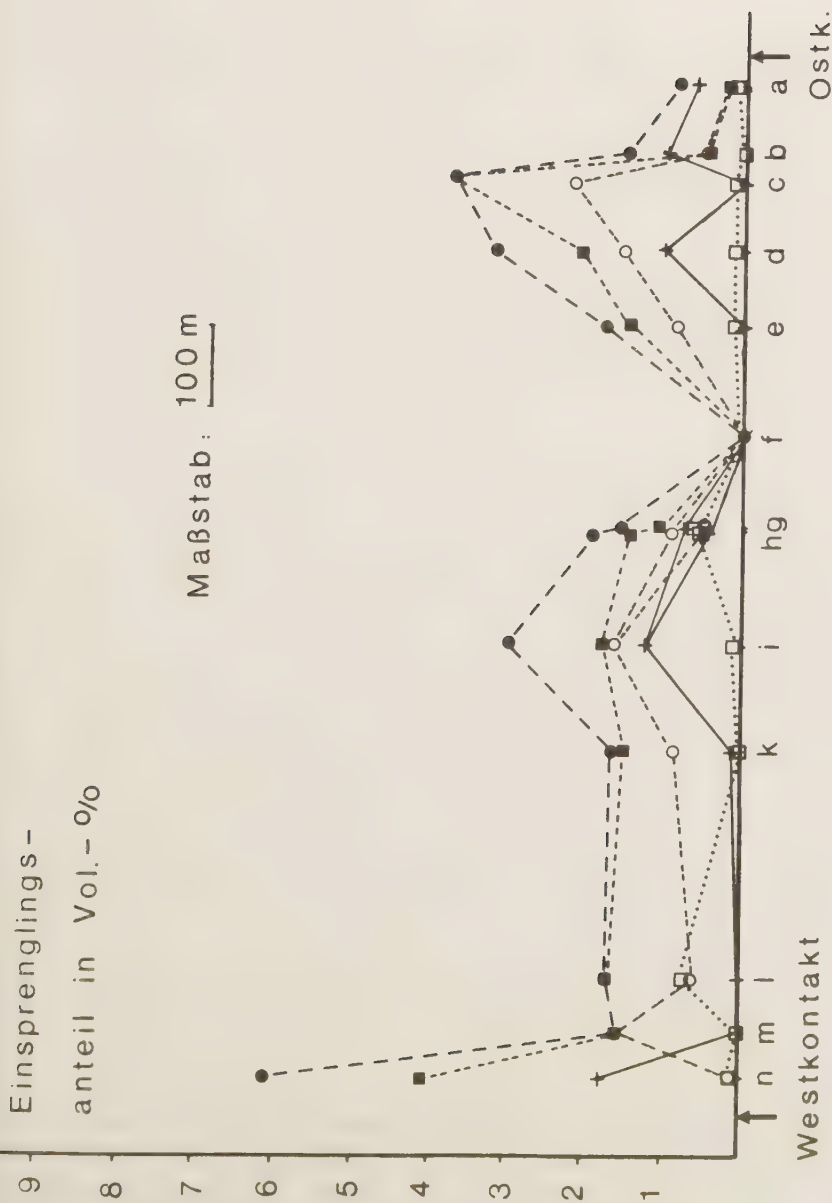


Abb. 7: Variation der Einsprenglingsanteile (in Vol.-%) des Rhyolithprofils 21290 (n = 13)

Symbole siehe Abb. 6

ist. Für den 1300 m breiten Gang (21290) wird der gleiche Temperaturunterschied erst in ca. 14 000 Jahren erreicht. Diesen Berechnungen liegt eine Temperatur des Nebengesteins von 30° C zugrunde.

Anders verhielt es sich mit dem Magma, das in dem 500-2000 m breit aufgeschlossenen, Ost-West-streichenden Gang als mittelkörniger Granit erstarrte. In Kontaktnähe wurde es zu einer feinkörnig-porphyrischen Randfazies abgeschreckt. Zu berücksichtigen ist, daß einer einheitlichen Randfazies, so wie sie v. ELLER (1965) kartierte, widersprochen werden muß. Wie die Ausführungen im Kap. 6.2.2 und 7.3.2.5.6 zeigen werden, läßt sich die Randfazies entsprechend dem Chemismus des Gesteins in 4 Gruppen untergliedern. Im Inneren des Ganges konnte das Magma zum mittelkörnigen Granit auskristallisieren.

5. Geochemische Untersuchungen des Gesamtgesteins:

Geochemische Untersuchungen des Kagenfels Granits wurden bereits von HAHN-WEINHEIMER et al. (1971) vorgenommen. Allerdings sind von 67 Proben nur die Leitelemente K, Rb, Sr, Ti und Zr bestimmt worden. Von 5 Proben wurden zusätzlich die Hauptelemente ermittelt.

Daneben gibt es im Beiheft zur geologischen Karte von Selest (v. ELLER, 1972) drei Analysen der Hauptelemente für den Rhyolith von Eftermatten, für den Granophyr vom Rosskopf und einen Mittelwert aus 14 Proben vom mittelkörnigen Granit.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Gesamtanalysen an folgenden Gesteinen durchgeführt:

- 22 Gesteine mit mittelkörnigem Gefüge
- 9 porphyrische Randproben (dicht bis kleinkörnig)
- 7 Rhyolithe
- 2 Granophyre

In Tab. B im Anhang sind die Analysenergebnisse aller Proben und die CIPW-Normen aufgeführt. Mittelwertberechnungen für die einzelnen Gesteinstypen wurden in Tab. C aufgelistet.

5.1 Probennahme und Aufbereitung:

Bei der Probennahme ist darauf geachtet worden, daß das Material repräsentativ für den Aufschluß war bzw. aus dem Inneren eines größeren Blockes stammte.

Vor der Aufbereitung wurden noch vorhandene Verwitterungsrinden und von Klüften ausgehende verfärbte Zonen abgeschlagen.

Die Zerkleinerung erfolgte zunächst im Backenbrecher, anschließend in einer Scheibenschwingmühle. Das so erhaltene Mahlgut hatte eine Körnung kleiner 3 mm. Ein Riffelteiler diente dazu, jede Probe auf 2 x 50 g herunterzuteilen. Anschließendes Mahlen der Probe in einer WIDIA-Mühle (ca. 60 sec.) führte zu dem erwünschten Gesteinspulver (Korngröße $\leq 40 \mu$), das das Ausgangsmaterial für alle weiteren Untersuchungen darstellte.

5.2 Meßverfahren:

5.2.1 Röntgenfluoreszenzanalyse (= RFA):

Die Zusammensetzung der Gesteine ist mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt worden. Dazu wurden Glas-tabletten aus 1 g Gesteinspulver und 4 g Flußmittel (einer Mischung aus Lithiumtetraborat und Lithiummetaborat im Verhältnis 2 : 1) bei 1150° C hergestellt.

Die gegenseitigen Störeinflüsse der analysierten Elemente wurden mittels eines Matrixkorrekturprogramms neutralisiert. Die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse ist durch mehrmaliges Messen einer Tablette bestimmt worden.

Im Anhang (Tab. E) findet sich eine Aufstellung der normierten Netto-Intensitäten mehrerer Proben (jeweils Mittelwert aus drei Messungen) und deren zweifache Standardabweichung (= Maß für die Reproduzierbarkeit).

Für die Aufstellung der Eichgeraden dienten eine Anzahl von internationalen Standards. Neben den Hauptelementen wurden folgende Spurenelemente analysiert: Rb, Sr, Y, Zr, Nb und Ba.

5.2.2 Instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (= INAA):

Dipl. min. W. WUNSCH analysierte im Instiut für Radiochemie der TUM dankenswerterweise 8 Proben auf die Gehalte an Seltenen Erdelementen. Außer La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb und Lu wurden von den neutronenaktivierten Proben noch die Konzentrationen von Ta, Sc, Hf und Cs ermittelt. Die Tab. B enthält die gemessenen Werte. Die gemittelten Werte der untersuchten Proben sind in Tab. D aufgelistet.

Zur Auswertung der Proben wurden mehrere Internationale Standards mitaktiviert. Die ermittelten Nettointensitäten der Standards gegen die jeweiligen Konzentrationen aufgetragen ergaben die Eichgeraden. Sie waren durch 4 Punkte definiert.

6. Geochemische Interpretation der Gesamtgesteinsanalysen:

=====

Die linearen Abhängigkeiten der Elemente untereinander wurden mit der statistischen Methode nach Pearson ermittelt. Von den 40 untersuchten Proben wurden 3 auf Grund von Sonderstellungen sowohl aus der statistischen Berechnung herausgenommen, als auch in den Variationsdiagrammen nicht eingezeichnet. Es handelt sich dabei um die Proben 21241 (Nb-Gehalt unterhalb der Nachweisgrenze, "anormal" hohe Ba-Konzentration), 21272 (mikroskopisch vierfach zusammengesetzter Gang) und 21282 (Ba- und Zr-Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze).

Ein Korrelationskoeffizient $r \geq 0.41$ bedeutet, daß bei $n = 37$ Proben mit einer Sicherheit von mehr als 99 % eine lineare Korrelation vorliegt. Für eine Aussage mit einer Sicherheit größer als 95 % gilt $r \geq 0.31$.

6.1 A-, I- oder S-Typ-Granit:

Der A-Typ-Granit:

Die anorogenen oder A-Typ-Granite können, verglichen mit der Größe anderer Granite, in Form von großen Körpern (Plutonen) vorkommen (COLLINS et al., 1982). Die meisten sind weder zeitlich noch räumlich mit intermediären Gesteinen assoziiert. Einige A-Typ-Granite sind an Gabbros oder Basalte gebunden (FERGUSON et al., 1979; zitiert in COLLINS et al., 1982), andere an Alkali-Komplexe (COLLINS et al., 1982). Gemeinsam ist allen anorogenen Graniten, daß sie in Bereichen von Krustendehnungen auftreten.

Als bevorzugtes genetisches Modell wird das partielle Schmelzen von saueren Granuliten angesehen. Die geringen H₂O-Gehalte der Granulite bedingen hohe Schmelztemperaturen. Dabei entstehen wasserarme Schmelzen mit hohen F-, und/oder Cl-Konzentrationen. Mikrographische Verwachsungen von Quarz und Alkalifeldspat sind die Folge. Für diesen Granittyp sind fluorhaltige Minerale und "annit"-reiche Biotite charakteristisch. Außerdem weisen die anorogenen Granite hohe Anreicherungen der SEE auf.

Gegen eine anorogene Natur des Kagenfels Granits spricht eine Reihe von Argumenten:

- Der Kagenfels Granit durchschlägt eine Anzahl von intermediären Gesteinskörpern (Diorite und Granodiorite).
- Die Vogesen gehören zu den Kollisionsorogenen des Varistikums.
- Proben mit mikrographischem Gefüge sind nicht die Regel.
- Weder Fluorit noch sonstige fluorhaltige Minerale treten in nennenswerten Mengen auf.
- Die chondritnormierten SEE-Anreicherungen in A-Typ-Graniten unterscheidet sich deutlich von denen der Kagenfels Granite. In typischen anorogenen Graniten (vgl. COLLINS et al., 1982) ist das La um einen Faktor 2, das Lu um einen Faktor 4 stärker angereichert als im Kagenfels Granit.

Der I- und S-Typ-Granit:

Kommen Granitioide in Gebieten der regionalen Einengung vor, so spricht man von orogenen Granitoiden. Je nach dem vermuteten Ausgangsmaterial, aus dem die Granitioide erschmolzen wurden, werden sie in einen I- bzw. S-Typ unterteilt. I-Typ steht für die Ableitung aus älteren Magmatiten; S-Typ für den sedimentären Charakter des Edukts.

An Hand der aufgeführten Unterscheidungsmerkmale in der Tab. 3 wurde versucht, den Kagenfels Granit-Komplex zu typisieren.

Für den I-Typ-Charakter des Kagenfels Granits sprechen folgende Argumente:

- a) Der Korundanteil der CIPW-Norm ist im allgemeinen kleiner als 1 % (mit 2 Ausnahmen).
- b) Das molare $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis der Rhyolithhe (1.04; $n = 7$) und das der mittelkörnigen Granite (1.02; $n = 22$) liegt unter 1.1.

Für den S-Typ-Charakter sprechen folgende Argumente:

- a) An Al-reichen Mineralen sind Glimmer vorhanden:
 - 0.5 Vol.-% Biotit mit $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{V}}$ -Verhältnissen zwischen 1.2 und 6.2 ($n = 4$ mittelkörnige Proben) und
 - 1.4 Vol.-% Muskovit, dessen $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}$ -Verhältnisse bei 0.55 liegen ($n = 2$ mittelkörnige Proben).
- b) Hornblende und Pyroxene kommen im Kagenfels Granit nicht vor. Ebenso existieren keine nennenswerten Mengen an Titanit.

Eine sichere Aussage darüber, ob die Gesteine des Kagenfels Granits dem I- oder S-Typ zuzuordnen sind, kann nicht getroffen werden.

	I-Typ	S-Typ
1. Chemismus		
a. CIPW-Norm	$C < 1 \%$	$C > 1 \%$
b. A/CNK **	< 1.1	> 1.1
2. Mineralogie		
a. Muskovit	fehlt	vorhanden
b. Hornblende, Klinopyroxen	meist vorhanden	fehlt
c. Biotit	Al-arm	Al-reich
d. Titanit	vorhanden	fehlt
e. *	Titanit-Orthit	Ilmenit-Monazit
3. Endogene Einschlüsse	magmatisch strukturiert	nicht magmatisch strukturiert
** $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ * Ergänzung durch SEE-Ti-Minerale von IVANOVA und BUTUZOVA (1968, zitiert in PITCHER, 1979)		

Tab. 3 Vergleich von I- und S-Typ-Granitoiden, zusammengefaßt von ALTHERR (1979).

6.2 Modell der fraktionierten Kristallisation:

Das Verhalten der Spurenelemente während der Differenziation beschreibt die folgende Gleichung 11 aus HANSEN (1978):

$$\frac{C_1}{C_0} = F^{(D-1)}$$

- C_1 Elementkonzentration der differenzierten Schmelze
- C_0 Elementkonzentration des ursprünglichen Magmas
- F Fraktion der übriggebliebenen Schmelze
- D Gesamtverteilungskoeffizient der Kristalle, die aus dem Magma ausgefallen sind.

Die Gleichung beschreibt die Konzentrationsänderung eines Elementes in einer Schmelze bei der Rayleigh-Fraktionierung. Die Rayleigh-Fraktionierung ist dann gegeben, wenn die ausgeschiedenen Kristalle nicht mehr mit der Schmelze reagieren.

Der Gesamtverteilungskoeffizient errechnet sich nach folgender Gleichung:

$$D = \sum_i^n X_i Kd_i$$

- Kd Mineral/Schmelze-Verteilungskoeffizient
- X Gewichtsfraktion der Phase i

	Biotit	Kalifeldspat	Plagioklas	Quarz
Rb	3.26	0.66	0.04	0.00
Sr	0.12	3.87	4.40	0.00
Ba	6.36	6.12	0.31	0.00

Tab. 4 Mineral/Schmelze-Verteilungskoeffizienten (Kd)

Quelle: Auszug von Tabelle 2 aus HANSEN (1978)

Verrechnet man die Mineral/Schmelze-Verteilungskoeffizienten aus HANSEN mit den Modalgehalten (2% Glimmer, 24% Plagioklas, 40% Kalifeldspat und 33% Quarz; entnommen aus PROPACH, 1971, Durchschnitt aus 24 Analysen) so ergeben sich für Rb, Ba, und Sr folgende Gesamtverteilungskoeffizienten:

$$D_{Rb} = 0.34$$

$$D_{Ba} = 2.66$$

$$D_{Sr} = 2.61$$

(Die Umrechnung der Modalanalyse auf Gew.-% erschien mir wegen der ähnlichen Dichten von Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz, sowie aufgrund der geringen Glimmergehalte vernachlässigbar.)

Anhand von zwei Diagrammen wird versucht, zu erkennen, ob eine fraktionierte Kristallisation die chemische Variation bewirkt haben könnte.

Nimmt man an, daß die porphyrischen Randproben, die Rhyolithe, die Granophyre und die mittelkörnigen Granite jeweils Gruppen bilden und diese sich am "sehr saueren Ende" im Sinne einer Differentiationsfolge anordnen, so müßte sich dies in den Diagrammen Rb-Sr und Rb-Ba zeigen.

6.2.1 Das Sr-Rb-Diagramm:

Auf die Darstellung des Sr-Rb-Variationsdiagramms wurde verzichtet, da die Sr-Gehalte der untersuchten Proben in 20 Fällen unterhalb der Nachweisgrenze lagen. Dieser Umstand und die Verteilung der darstellenden Punkte in Form einer Wolke, ließen eine Modellrechnung nach HANSEN (1978) nicht zu.

6.2.2 Das Ba-Rb-Diagramm:

Mit Hilfe der Gleichung von HANSEN wurde die Kurve berechnet, welche optimal die darstellenden Punkte im Rb-Ba-Diagramm (Abb. 8) verbindet. Die punktierte Kurve gibt das Verhalten von Rb und Ba im Laufe der Kristallisation wieder und basiert auf einer Anfangskonzentration von 180 ppm Rb und 300 ppm Ba. Der Abb. 8 läßt sich entnehmen, daß der Kagenfelsgranit-Komplex (mittelkörnige Granite, Granophyre, Rhyolithe und Porphyre) aus unterschiedlich differenzierten Gesteinen zusammengesetzt ist. Diese Differentiationsunterschiede lassen sich erklären, wenn man eine tieferliegende Magmenkammer annimmt, die als Magmenquelle diente. Der Kagenfelsgranit-Komplex ist dann das Ergebnis zahlreicher, zeitlich getrennter Magmenschübe unterschiedlichen Ausmaßes, bei fortgesetzter fraktionierter Kristallisation in der Magmenkammer.

Entgast ein granitisches Magma beim Aufstieg schlagartig, so erstarrt es zu rhyolithischem Gestein. Porphyre und Granophyre entstehen, wenn die Abkühlung schnell voranschreitet und/oder weil der H_2O -Druck schnell abnimmt. Bleibt der H_2O -Druck in dem Magma weitgehend bei der Platznahme erhalten, so ist die Kristallisation zu dem mittelkörnigen Granit vorstellbar.

Die linearen Abhängigkeiten zwischen Eu und Ba ($r = 0.98$; s. Abb. 14) und zwischen Eu und TiO_2 ($r = 0.98$; s. Abb. 15) deuten ebenfalls auf eine fraktionierte Kristallisation hin.

Abb. 8

Variationsdiagramm Rb-Ba (Gehalte in ppm)

Die gepunktete Kurve, berechnet nach HANSEN (1978), bildet die Änderung der Gehalte eines Magmas im Lauf der Differentiation nach, wenn die Anfangsgehalte an Ba und Rb 300 bzw. 180 ppm betragen.

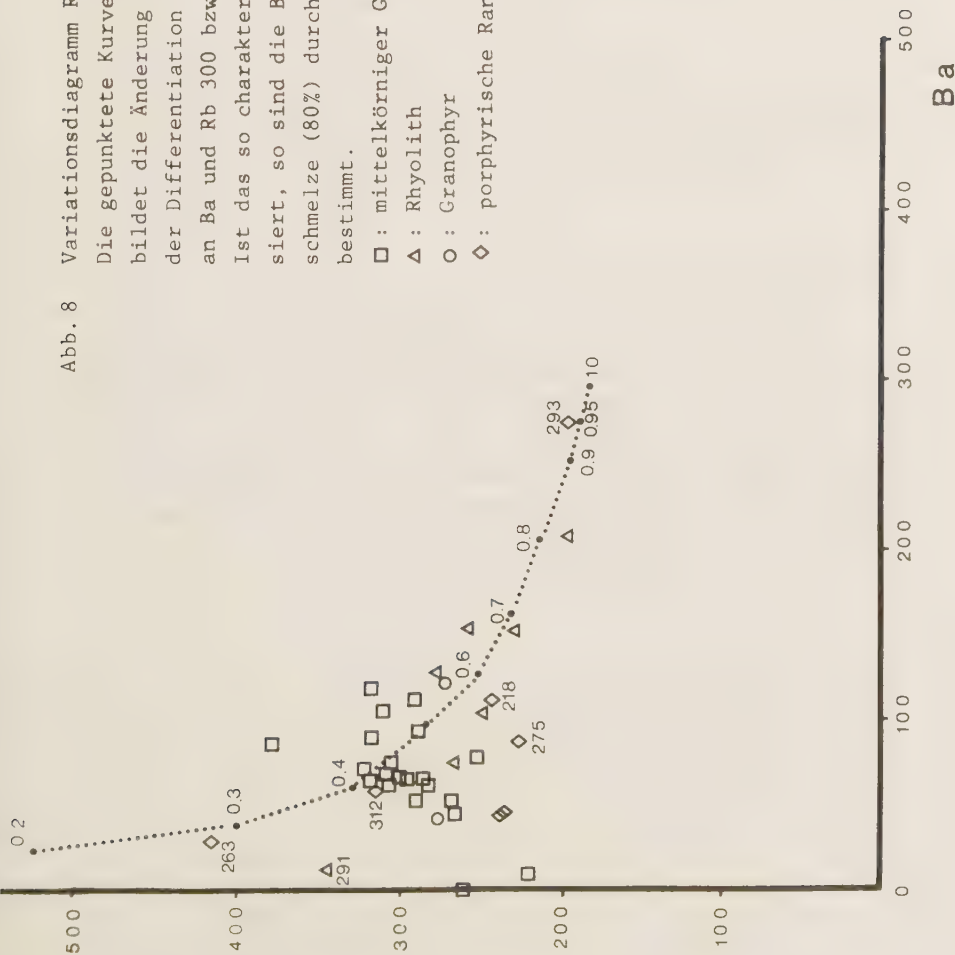
Ist das so charakterisierte Magma zu 20 % kristallisiert, so sind die Ba- und Rb- Gehalte der Restschmelze (80%) durch den darstellenden Punkt "0.8" bestimmt.

□ : mittelkörniger Granit

△ : Rhyolith

○ : Granophyr

◇ : porphyrische Randproben



Der "undifferenziertere" Charakter der Probe 21293, im Vergleich zu den Rhyolithen, wird auch durch andere Elemente bestätigt. Sie weist die höchsten Konzentrationen aller gemessenen Proben an Ba (mit Ausnahme des 4fach zusammengesetzten, 3 cm breiten Ganges = Probe 21272), Ti, Sr und Eu auf.

Außerdem ist in der Arbeit von HAHN-WEINHEIMER et al. (1971) ein Rhyolith (Probennr.: 5052) geochemisch untersucht worden, der dann aufgrund seiner "basischen" Sonderstellung für die Berechnung der Trendlinien nicht berücksichtigt wurde. Dies ist ein Hinweis darauf, daß derartige "undifferenzierte" Proben keine absolute Seltenheit darstellen.

Weiterhin kann aus Abb. 8 gefolgert werden, daß sich die Randproben in mehrere Gruppen unterteilen lassen:

- a) Randproben (z. B. 21293), die undifferenzierter sind als die Rhyolithe
- b) Randproben (z. B. 21218), die den Rhyolithen geochemisch verwandt sind
- c) Proben der Randfazies im engeren Sinne (z. B. 21312), die sich geochemisch wie mittelkörnige Proben verhalten
- d) Randproben (z. B. 21263), die stärker differenziert sind als der mittelkörnige Granit

Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt man, wenn die entsprechenden Spurenelemente der Alkalifeldspäte verglichen werden (vgl. Kap. 7.3.2.5.5).

6.3 Das Dreieck Quarz-Albit-Orthoklas:

Die Abb. 9 stellt die Normminerale der CIPW-Norm in Gew.-% im Konzentrationsdreieck Qz-Ab-Or dar. Nach WINKLER (1967) kann die An-Komponente vernachlässigt werden, wenn die Ab/An-Verhältnisse größer als 7.8 sind. Da die Ab/An-Verhältnisse der untersuchten Proben zwischen 8.1 und 100.1 liegen (siehe Tab. B im Anhang) wurde die An-Komponente nicht berücksichtigt.

Der Mittelwert der Normminerale aus 22 mittelkörnigen Proben liegt zwischen den kotektischen Kurven für 2 und 3 kbar H_2O -Druck.

Die darstellenden Punkte der Granophyre liegen in dem Bereich zwischen den kotektischen Linien für 1 und 2 kbar H_2O -Druck. Der Mittelwert der Normminerale aus 7 Rhyolithproben kommt zwischen den kotektischen Kurven für 0.5 und 1 kbar H_2O -Druck zu liegen.

Bei geringem Kristallisationsgrad (weniger als 2 Vol.-%) treten Biotit, Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz als Liquidusphasen auf (siehe Abb. 4). Da die Liquidus- und Soliduskurven für granitische Magmen mit minimumnaher Zusammensetzung nahe beieinanderliegen, können die minimalen Schmelztemperaturen, die sich in Abhängigkeit der H_2O -Drucke ergeben (TUTTLE und BOWEN, 1958; LUTH et al., 1964), näherungsweise als Intrusionstemperaturen aufgefaßt werden. Für die untersuchten Gesteinstypen lassen sich - unter der Voraussetzung $P_{\text{total}} = P_{H_2O}$ - folgende Temperaturen ihrer Magmen ableiten:

mittelk. Granit	660-670° C	(2 ≤ p ≤ 3 kbar H_2O -Druck)
Granophyr	670-720° C	(1 ≤ p ≤ 2 " ")
Rhyolith	720-770° C	(0.5 ≤ p ≤ 1 " ")

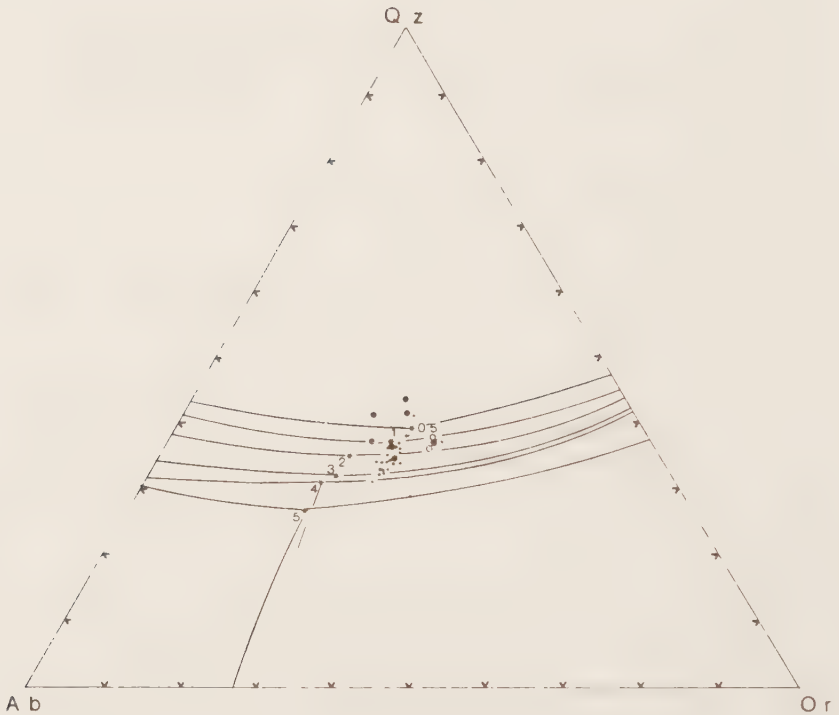


Abb. 9: Normative Zusammensetzung der untersuchten Proben des Kagenfels Granit-Komplexes

• : mittelkörnige Proben

o : Granophyre

• : Rhyolithe

Eingetragen wurden die kotektischen Linien mit den Temperatur-Minima (*) für H_2O -Drucke von 0.5, 1, 2 und 3 kbar bzw. isobare Invarianzen (*) bei 4 und 5 kbar (TUTTLE und BOWEN, 1958; LUTH et al., 1964).

6.4 Das Rb-Ba-Sr-Dreieck:

Die Verteilung von Rb, Ba und Sr in Alkalifeldspäten wurde von HEIER und TAYLOR (1959 a und b) untersucht. Sie fanden heraus, daß in den Alkalifeldspäten - die Gesteinen einer Differentiationsserie entnommen worden sind - das Ba/Sr-Verhältnis mit zunehmender Fraktionierung abnimmt.

Für die Gesamtgesteine gilt, daß das Ba/Sr-Verhältnis mit der Differentiation zunimmt.

BOUSEILY und SOKKARY (1975) stellten fest, daß es für granitische Gesteine oftmals besser sei, die ternären Beziehungen zwischen Rb, Ba und Sr aufzuzeigen, als deren absolute Werte zu berücksichtigen. Sie konnten zeigen, daß in der Differentiationsfolge: Diorit → Quarzdiorit → Granodiorit → Normalgranit das Ba/Sr-Verhältnis am empfindlichsten reagiert und mit der Differentiation ansteigt (siehe oben).

Für die Abfolge Normalgranit → stark differenzierte Granite ist es das Rb/Ba-Verhältnis, das rapide ansteigt.

Aus der Abb. 10 läßt sich entnehmen, daß ein Großteil der Kagenfelsproben in den Bereich "stark differenzierte Granite" fällt. Zwei Randproben und ein Granophyr (Rand) kommen außerhalb dieses Bereiches zu liegen.

Die 5 Rhyolithe aus dem Steinbruch Eftermatten - die oberhalb der Rhyolithprobe 21287 liegen - sowie der Rhyolith 21287 selbst sind im Durchschnitt weniger differenziert als die mittelkörnigen Proben. Die Rhyolithprobe 21291, die im Gelände nicht mit dem Hauptkörper in Verbindung steht, gehört zu den am stärksten differenzierten Proben. Der hohe Differentiationsgrad sowie das chondritnormierte SEE-Muster des Rhyoliths 21291 (vgl. Kap. 6.7.2) legen die Vermutung eines nachträglichen Magmenschubes für diese Probe nahe. Für eine mehraktige Bildung des Kagenfels Granit-Komplexes sprechen auch die Proben i, k und l des Profils 21288, die mit der Probe 21291 in engem räumlichen Zusammenhang stehen (s. Abb. 2). Sie lassen sich nicht durch einen einzigen Magmenschub erklären (vgl. Kap. 4.2.4).

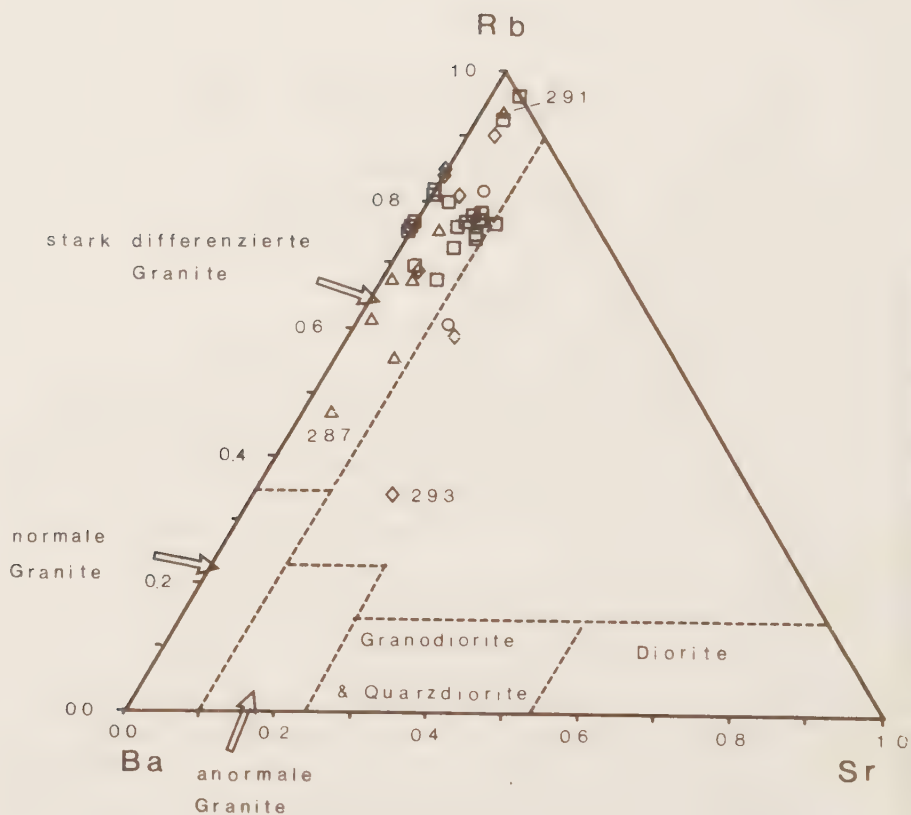


Abb. 10: Die Beziehung zwischen Rb, Ba und Sr im Kagenfels Granit nach BOUSEILY und SOKKARY (1975)

Gesteinssymbole siehe Abb. 8.

Die Ziffern stellen die letzten drei Stellen der Probennummer dar. Es wurden nur die darstellenden Probenpunkte beziffert, die für die späteren Diskussionen bedeutsam werden.

6.5 Das Zirkonium:

Da K-, Rb- und Sr-Konzentrationen durch sekundäre Prozesse leichter verändert werden können, ist es von Vorteil, die weniger mobilen Elemente wie beispielsweise Zr, Ti, Ce, Nb, Yb und Th in die Betrachtung mit einzubeziehen.

Zirkonium wird in Granitoiden vorwiegend im Zirkon eingebaut. Substitution von Zr durch SEE, Ca, Hf, Th und U sind bekannt.

Die Zr-Gehalte der untersuchten Proben schwanken zwischen 62 und 137 ppm, abgesehen von Probe 21282. Der Gehalt unterhalb der Nachweisgrenze von 15 ppm Zr erklärt sich durch das Fehlen von Zirkonen im Dünnschliff. Diese Probe nimmt auch bezüglich des Ba-Gehalts (≤ 20 ppm) eine Sonderstellung ein. Die geochemischen Besonderheiten stützen den megaskopischen Eindruck, daß es sich hier um eine Probe mit pegmatitischem Charakter handelt.

Die Zr-Gehalte der Rhyolithe liegen im Mittel höher als der Durchschnitt der mittelkörnigen Proben. Die Konzentrationen betragen 110 respektive 84 ppm.

Die Gehalte der randnahen, porphyrischen Proben streuen stark, von der unteren Grenze der Zr-Werte der mittelkörnigen Proben bis in den Bereich der Rhyolithe (63-107 ppm).

WATSON (1979) stellte experimentell fest, daß die Zirkonium-löslichkeit in saueren Schmelzen hauptsächlich vom molaren Verhältnis $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ und dem Zr-Gehalt des "Systems" abhängig ist. Relativ unempfindlich verhält sich die Löslichkeit gegenüber Änderungen der Temperatur und der SiO_2 -Gehalte. Entgegen den Zr-Konzentrationen sind die $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnisse der Rhyolithe (0.88, bei $n = 7$) im Durchschnitt niedriger als die der mittelkörnigen Proben (0.96, bei $n = 22$).

Damit stehen die ermittelten Zr-Daten nicht im Einklang mit den experimentellen Untersuchungen, woraus man folgern kann, daß sekundäre Veränderungen der Zr-Gehalte stattfanden.

PROPACH (1971) beschreibt junge Zirkone ohne alte Kerne, deren größte Exemplare in Miarolen sitzen. Dies weist ebenfalls auf eine postmagmatische Bildung der Zirkone hin.

Schon HAHN-WEINHEIMER et al. (1971) konnten für den Kagenfels Granit zeigen, daß zwischen Titan und Zirkonium kein linearer Zusammenhang besteht.

Zirkonium zeigt ebenfalls keine ausgeprägten linearen Korrelationen zu Rb, Th, Yb, Y, Ba und Nb. Trotzdem erweist es sich als ein geeignetes Element zur Unterscheidung und damit teilweisen Charakterisierung der Gesteinstypen.

In Abb. 11 ist Zr gegen Rb aufgetragen. Die Rhyolithproben haben Rb/Zr-Verhältnisse kleiner 2.8, die mittelkörnigen Proben größer 2.8. Die darstellenden Punkte der Proben mit granophyrischer Struktur fallen - wie auch in den nicht dargestellten Variationsdiagrammen Zr-Y, Zr-Ba und Zr-Nb - in das Feld der mittelkörnigen Proben.

Die Proben der Randfazies lassen sich unterteilen in solche, die sich wie die mittelkörnigen Proben verhalten und jene, deren geochemisches Verhalten den Rhyolithen gleicht. Aus dem oben angeführten Diagramm läßt sich ablesen, daß die randnahen Proben 21299 und 21312 eine enge Beziehung zu den mittelkörnigen Proben besitzen. Dagegen fallen die Proben 21218, 21275 und 21293 eher in das Rhyolithfeld. Die Probe 21263 bildet eine eigenständige "Gruppe".

Die Unterteilung der Randfazies kann ebenfalls aus den nicht abgebildeten Variationsdiagrammen Zr-Th, Zr-Yb, Zr-Y, Zr-Ba und Zr-Nb abgeleitet werden.

Die Ergebnisse aus dem Variationsdiagramm Zr-Rb stimmen im wesentlichen mit den Aussagen überein, die im Kap. 6.2.2 bezüglich der Unterteilung der Randfazies nach dem Grad der fraktionierten Kristallisation gemacht wurden. Von allen untersuchten Randproben ist die Probe 21293 am wenigsten differenziert. Die Probe 21218 kann man den Rhyolithen zuordnen, die Probe 21312 dem mittelkörnigen Granit. Die Probe 21263 kann einer nachträglichen Intrusion zugerechnet werden.

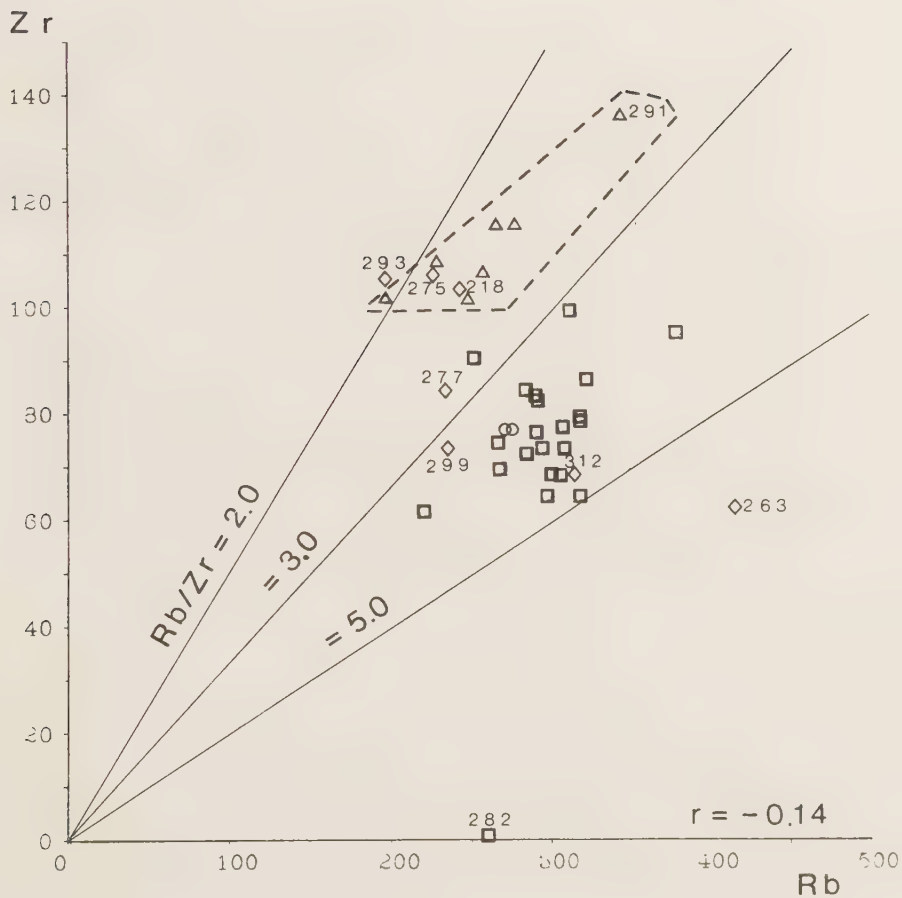


Abb. 11: Variationsdiagramm Zr-Rb (Gehalte in ppm)

Symbole siehe Abb. 8.

Die gestrichelte Linie umfaßt alle Rhyolith-Punkte.

Die rhyolithische Probe 21291 hebt sich durch die hohen Rb- und Zr-Konzentrationen von den übrigen Rhyolithen deutlich ab. Aufgrund ihres niedrigen Eu-Gehaltes zählt sie zu den am stärksten differenzierten Proben (vgl. Kap. 6.7.1). Ihr relativ hoher Rb-Gehalt stimmt mit dieser fortgeschrittenen Differentiation überein. Da Rb und Zr normalerweise entgegengesetzte Verläufe zeigen, ergibt sich ein Widerspruch mit ihrem Zr-Wert, der höchste, der in dieser Arbeit gemessen wurde.

Führt man die veränderten Element-Konzentrationen der Probe 21291 auf den Einfluß einer fluiden Phase zurück, so müßte diese Zr, Rb und die schweren Seltenen Erdelemente zugeführt haben, wogegen die leichten Seltenen Erdelemente abgeführt worden sind. Wurden die gemessenen Elementgehalte dagegen primär angelegt, so kann diese Probe nur bedingt zu den übrigen Rhyolithen gezählt werden.

6.6 Geochemische Profile:

Vergleicht man die gemessenen und gemittelten Elementkonzentrationen dieser Arbeit mit jenen von HAHN-WEINHEIMER et al. (1971), so stellt man einige Abweichungen fest.

	HAHN-W. (n = 64)	diese Arbeit (n = 40)
K ₂ O (%)	4.23	5.03
Rb (ppm)	327	276
Sr (ppm)	29.7	31
TiO ₂ (ppm)	600	600
Zr (ppm)	107	84

Tab. 5: Vergleich der gemittelten Analysen des Kagenfels Granits mit den geochemischen Bestimmungen von HAHN-WEINHEIMER et al. (1971).

Wie aus den Zahlen der Tab. 5 zu ersehen ist, dürfen die Analysen der beiden Arbeiten nicht ohne weiteres kombiniert werden. Die Sr- und TiO₂-Gehalte stimmen zwar überein, aber die Rb- und Zr-Konzentrationen meiner Arbeit fallen im Vergleich niedriger aus. Die K₂O-Gehalte sind dagegen vergleichsweise höher.

Die gleiche Gesetzmäßigkeit ergibt sich auch, wenn man nur die Rhyolithe (6 Proben bei HAHN-WEINHEIMER et al., 7 Proben in dieser Arbeit) in Betracht zieht. Damit ist ausgeschlossen, daß die Unterschiede in den gemittelten Gehalten auf unterschiedliche Probennahme zurückgeht.

Ich habe folglich Abstand davon genommen, mit allen mir zur Verfügung stehenden Werten eine Trendflächenanalyse zu erstellen. Andererseits erschienen mir 40 Analysen für ein derartiges Vorhaben zu gering.

Aus den oben genannten Gründen wird die Verteilung der einzelnen Elemente im Kagenfels Granit an Hand von Profilen aufgezeigt.

6.6.1 Längsprofil durch den Kagenfels Granit:

In Abb. 12 a und b sind die Elementgehalte in einem Längsprofil durch den Kagenfels Granit aufgetragen. Ab Fundpunkt 21245 biegt das Profil nach Süden ab und endet im Rhyolith-Steinbruch von Eftermatten. Die Werte der 5 Proben aus dem Steinbruch wurden gemittelt. Die Traverse hat eine Gesamtlänge von 15.9 km mit insgesamt 20 Fundpunkten. Die Abstände der Probenpunkte sind maßstabsgetreu wiedergegeben.

Die K_2O -Gehalte der Profilpunkte pendeln um die 5 Gew.-%, mit Ausnahme des Granophyrs (21201), der eine deutliche Zunahme des Kalium (5.7 Gew.-%) anzeigt. Dies stimmt überein mit den Aussagen, die HAHN-WEINHEIMER et al. (1971) mit Hilfe der Trendflächenmethode gewonnen haben. Sie stellten einen Anstieg der Kaliumgehalte im Verbreitungsgebiet der Granophyre fest.

Auffällig sind die starken Schwankungen der Natriumwerte. Die Abnahme der Natriumgehalte im Gesamtgestein sowie im Alkalifeldspat des Granophyrs 21201 (vgl. Abb. 25) ist wahrscheinlich eine Folge des Kaliumanstiegs.

Der Natriumverlust im Westen des Längsprofil steht vermutlich im Zusammenhang mit der Miarolen- und Muskovitbildung, wenngleich die Na_2O -Gehalte im Muskovit ($n = 2$) nur maximal 0.27 Gew.-% betragen.

Rubidium, Barium und Strontium verhalten sich sehr variabel und lassen keine Gesetzmäßigkeit erkennen.

Die geringen Schwankungen der Zr-Gehalte entlang des Profils deuten auf konstante Verteilung in dem Magma hin, das zu dem mittelkörnigen Granit auskristallisierte.

Die gleichmäßigen Ti-Konzentrationen in den mittelkörnigen Proben weisen ebenfalls auf einen homogenen Anfangschemismus hin.

Die Fe_2O_3 (total)-Konzentrationen sind im mittleren Teil des Profil nahezu gleich und überschreiten die 1 Gew.-% Marke sowohl beim Granophyr als auch stellenweise im westlichen Profilbereich. Eine Abhängigkeit zwischen dem Fe-Gehalten und dem Farbeindruck (ob ausgebleicht oder dunkelrot) der Proben konnte nicht festgestellt werden.

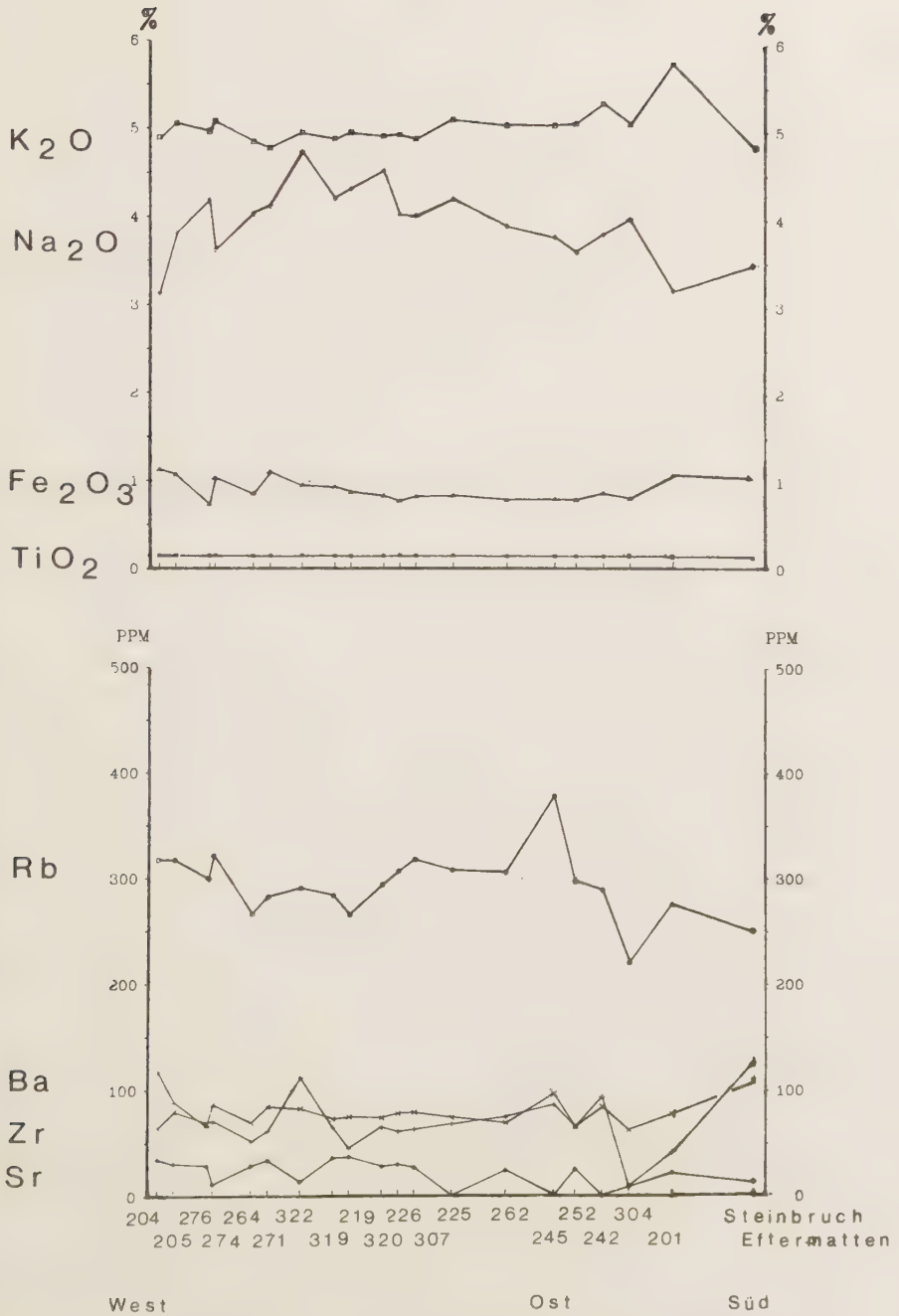


Abb. 12 a und b: Variation von Haupt- und Spurenelementen entlang eines Längsprofils durch den Kagen-

Als Gesamteindruck ergibt sich:

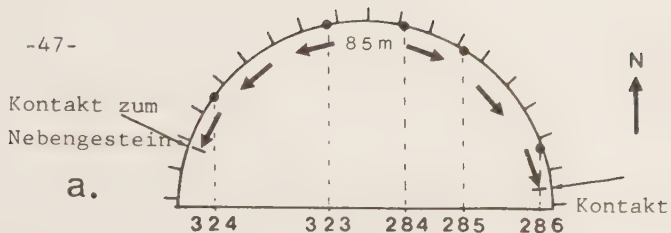
- a) Die Zusammensetzung der mittelkörnigen Granitproben ist mehr oder weniger homogen.
- b) Die Granophyrprobe 21201 und die Rhyolithe weisen einen etwas basischeren Charakter, im Vergleich mit den mittelkörnigen Proben, auf.
- c) Die geringe Homogenität der Na-Verteilung macht eine postmagmatische Beeinflussung wahrscheinlich.

6.6.2 Profil durch den Rhyolith-Steinbruch von Eftermatten:

Aus dem Steinbruch von Eftermatten wurden 5 Rhyolithproben entnommen. Die Abb. 13 a skizziert stark vereinfacht den Steinbruch in seiner jetzigen Erscheinung mit halbkreisförmiger Abbaufont. In der Skizze sind die Probennummern sowie deren relativer Abstand voneinander eingetragen. Das halbkreisförmige Profil weist eine Länge von ca. 85 m auf. Projiziert man die Probennahmepunkte auf einen gedachten Schnitt durch den Steinbruch, so verringert sich der Probenabstand um etwa ein Drittel. Die Abb. 13 b bis e zeigen das Elementverhalten entlang dieser Traverse auf.

TiO_2 und Zr bleiben näherungsweise konstant. Die Gehalte an Gesamteisen ($\sum \text{Fe}_2\text{O}_3$) nehmen von Westen nach Osten kontinuierlich zu (von 0.94 auf 1.42 Gew.-%). Das Na/K-Verhältnis ist sehr variabel, von 0.55 bis 0.96. CaO und MgO bilden einen fast parallelen Zickzackverlauf ab, dem sich das Mangan teilweise anschließt.

Die Elementverteilung entlang des Profils macht deutlich, daß der Rhyolith aus dem Steinbruch sehr inhomogen aufgebaut ist.



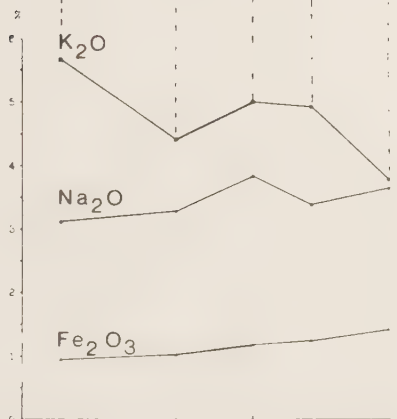
b. 13: Variation des Rhyoliths im Steinbruch von Efermatten

a. halbkreisförmige Abbaufont

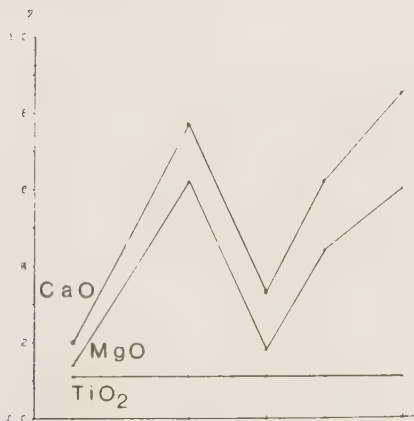
b.-e. Verteilung der Elemente entlang des Profils

Die Abb. d und e sind auf der folgenden Seite abgebildet.

b.



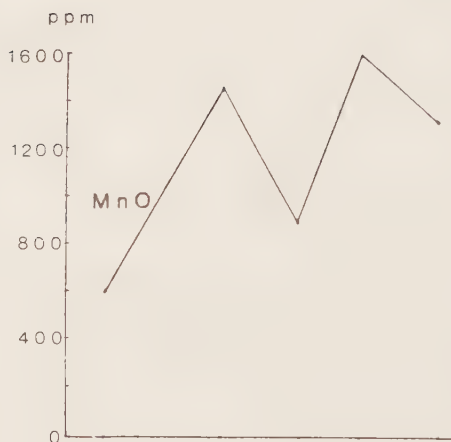
c.



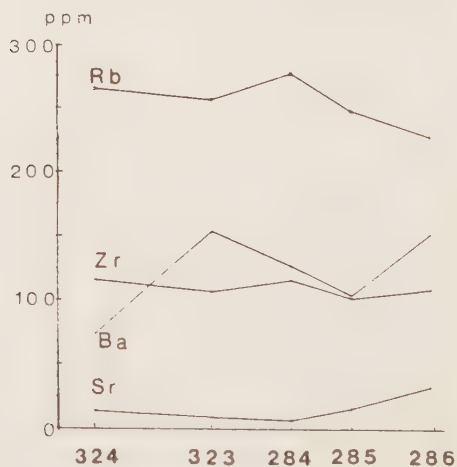
Nimmt man an, daß der Rhyolith aus einem homogenen Magma entstanden ist, so läßt sich die Heterogenität der untersuchten Proben nur schwer erklären. Kristallisations-Differentiation nach der Platznahme scheidet als Ursache für die Elementvariation wegen der geringen Gehalte an Einsprenglingen aus. Das rasche Erstarren der rhyolithischen Schmelze bedingt, daß der Chemismus des Magmas eingefroren

Abb. 13 d und e: Text zu diesen Abbildungen siehe vorherige Seite

d.



e.



Ein Hinweis darauf, wie man derartige Stoffverschiebungen erklären kann, findet sich bei PROPACH (1971). Er beschreibt das Vorkommen von Stylolithen (mit einer maximalen Sprunghöhe von 1 mm) in einer Rhyolithprobe. Stylolithe sind ehemalige Lösungsbahnen, deren Sprunghöhe ein Maß für den Gesteinsumsatz darstellt, d. h. das gesamte Material, das innerhalb der Sprunghöhe lag wurde wegtransportiert. Es ändert sich dabei an der Gesamtzusammensetzung einer Probe allerdings nichts.

Für die nachträgliche Beeinflussung des rhyolithischen Gesteins durch eine H_2O -reiche Phase sprechen:

- stark angegriffene Feldspateinsprenglinge
- das Auftreten von Karbonaten (Calcit und/oder Ankerit) im Rhyolith
- die Heterogenität des Steinbruchs von Eftermatten

Wie aus der Tab. C (S. 146) zu ersehen ist, haben die Rhyolithe im Vergleich zu den mittelkörnigen Proben im Mittel weniger Alkalien, dafür unter anderem höhere Gehalte an Mg, Ca, Mn und Fe. Ob die stofflichen Unterschiede dieser beiden Gesteinsgruppen primären Ursprungs sind oder inwieweit eine fluide Phase den Rhyolithen Elemente zu- und/oder abführte, kann nicht entschieden werden.

Die Alkalien K, Na und Rb wurden unterschiedlich stark umgelagert. Ein gesetzmäßiger Zusammenhang der Verschiebung der genannten mobilen Elemente untereinander konnte nicht nachgewiesen werden.

Die starken Schwankungen von Ca, Mg und Mn weisen darauf hin, daß die Elemente gelöst und als Karbonate wieder ausgefällt wurden. Die unterschiedlichen Anteile der Karbonate in den Proben deuten darauf hin, daß die hydrothermale Phase auf den Rhyolithkörper ungleichmäßig einwirkte.

Die Elemente Zr (102-116 ppm) und Ti (konstant 0.11 Gew.-% als Oxid) blieben dagegen unbeeinflusst.

6.7 Die Seltenen Erdelemente (SEE):

Die Ermittlung der SEE ist in Kap. 5.2.2 erörtert. Die 8 Analysen sind in Tab. B, die gemittelten Werte in Tab. D aufgeführt.

6.7.1 Korrelationen zwischen SEE und Haupt- und Spuren-

elementen:

KOLJIONEN und ROSENBERG (1974) berichten, daß die SEE-Gehalte am stärksten an die Ca-Gehalte gebunden sind. Die Ionenradien von Ca ($1.15 \text{ \AA}$) und die der mittleren SEE (z. B. $\text{Eu}^{2+} = 1.25 \text{ \AA}$, $\text{Eu}^{3+} = 1.11 \text{ \AA}$, $\text{Gd} = 1.12 \text{ \AA}$, $\text{Tb} = 1.10 \text{ \AA}$) sind ähnlich groß.

Den nachfolgenden Korrelationsbetrachtungen liegt die statistische Methode von Pearson zugrunde.

Ca ist positiv korreliert mit den SEE La einschließlich Eu (Tab. 6). Die Korrelation steigt von La (0.67) über Ce (0.80) zu Nd (0.81) kontinuierlich an, erreicht mit Sm den höchsten Wert (0.87) und nimmt danach wieder ab.

Auch SiO_2 zeigt mit Sm die stärkste Korrelation, allerdings mit negativem Vorzeichen. Ein Verdünnungseffekt, der nur durch die Zunahme der modalen Quarzgehalte hervorgerufen wird, kann ausgeschlossen werden, da die normativen Quarzgehalte und die Sm-Konzentrationen keinen sinnvollen Zusammenhang erkennen lassen.

Die Elemente Ba und Ti verhalten sich im Bezug auf die SEE gleichartig - ähnlich dem Ca (Tab. 6). Die lineare Beziehung SEE-Ba bzw. SEE- TiO_2 steigt kontinuierlich von La aus an und erreicht jeweils mit Eu den Maximalwert ($r = 0.98$). (Zwischen den Ba- und Ti-Gehalten aller 37 Proben besteht ebenfalls ein positiver Zusammenhang ($r = 0.23$). Um dies mit 90 %iger Sicherheit behaupten zu können, müßte der Korre-

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Rb	Ba	Zr
La	-0.80	0.63	0.45	0.67	-0.39	0.67	0.75	-0.57	0.73	-0.05
Ce	-0.84	0.70	0.50	0.80	-0.45	0.72	0.84	-0.70	0.81	-0.03
Nd	-0.61	0.64	0.35	0.81	-0.70	0.73	0.86	-0.80	0.85	0.17
Sm	-0.91	0.70	0.64	0.87	-0.66	0.71	0.95	-0.69	0.91	0.28
Eu	-0.79	0.84	0.42	0.80	-0.64	0.78	0.98	-0.69	0.98	0.15
Tb	-0.32	0.41	0.67	0.64	-0.36	0.72	0.53	-0.50	0.44	0.23
Yb	0.16	-0.77	0.26	-0.29	-0.08	-0.73	-0.44	0.50	-0.49	0.71
Lu	0.42	-0.81	0.07	-0.63	-0.10	-0.63	-0.57	0.80	-0.54	0.61

Tab.6: Korrelationen zwischen SEE und Haupt-/Spurenelementen
Bei 8 Proben lässt sich eine lineare Abhängigkeit
der betrachteten Elemente mit 95 %iger Sicherheit
angeben, wenn der Korrelationskoeffizient nach
Pearson größer/gleich 0.71 ist (mit 99 %iger Sicher-
heit größer/gleich 0.84).

lationskoeffizient allerdings ≥ 0.31 betragen.) Diese beiden signifikanten Zusammenhänge weisen darauf hin, daß die untersuchten Proben genetisch verbunden sind. Die linearen Beziehungen lassen sich durch eine Fraktionierung erklären. Das Ba wird bei der fraktionierten Kristallisation bevorzugt im Alkalifeldspat eingebaut, das Eu in die Feldspäte Plagioklas und Alkalifeldspat. Dem Magma werden folglich beide Elemente entzogen. Bleibt das Verhältnis ausgeschiedene Plagioklas zu ausgeschiedene Alkalifeldspäte im Verlauf der Differentiation nahezu gleich, so ergibt sich eine lineare Beziehung, wie sie aus der Abb. 14 zu ersehen ist. Aus ihr entnimmt man, daß die Probe 21293 den geringsten Differentiationsgrad aller untersuchten Proben des Kagenfels Granit-Komplexes aufweist, während die Probe 21291 mit am stärksten differenziert ist.

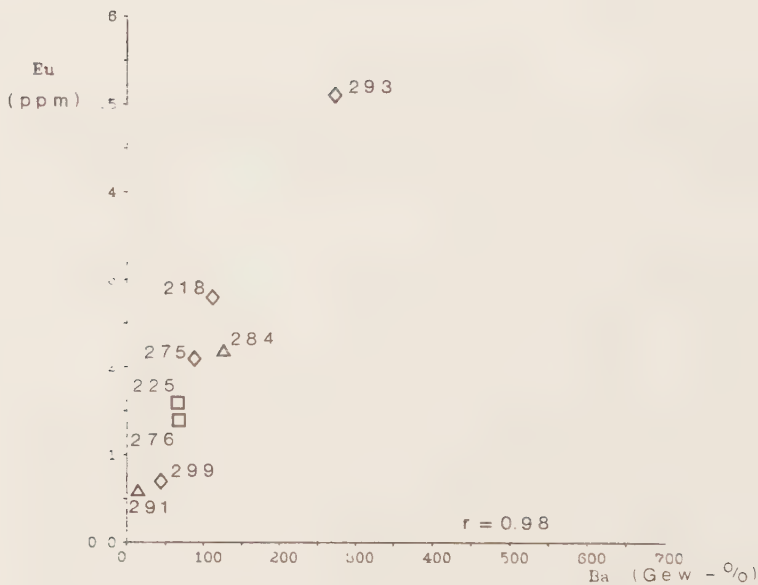


Abb. 14: Variationsdiagramm Ba - Eu (Gehalte in ppm)
Symbole siehe Abb. 8.

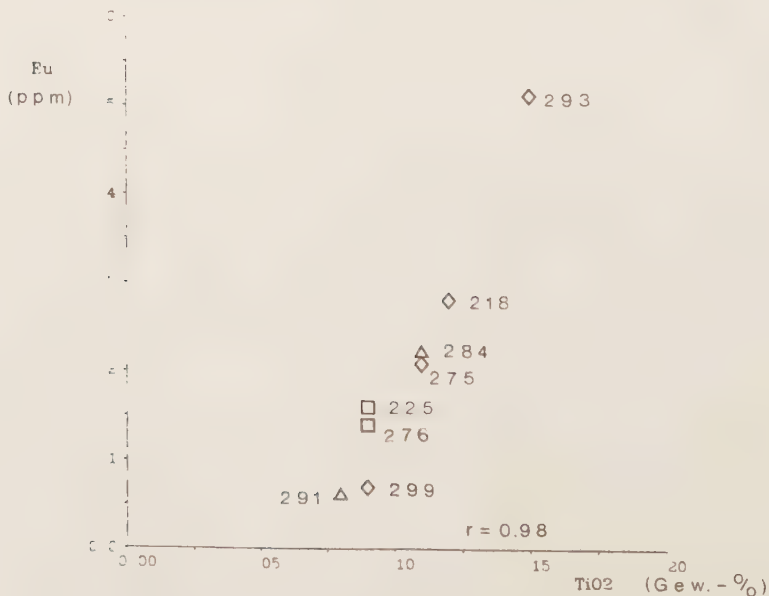


Abb. 15: Variationsdiagramm TiO₂ - Eu (TiO₂ in Gew.-%,
Eu in ppm). Symbole siehe Abb. 8.

Unterstellt man mehrere zeitlich getrennte Magmenschübe aus einer tieferliegenden Magmenkammer, so weist jeder nachfolgende Magmenschub geringere Eu- und Ba- Gehalte auf als der vorhergehende.

Überträgt man dies auf die Bildung des Kagenfels Granit-Komplexes so läßt sich aus der Abb. 14 eine Intrusionsreihenfolge (21293 $\rightarrow$ 21218 $\rightarrow$ $\rightarrow$ 21291) ablesen.

Aus der Abb. 15 läßt sich folgern, daß mit den frühen Feldspäten auch titanhaltige Minerale, wie Erz und Biotit, während der Differentiation der Schmelze entzogen worden sind. Einschränkung muß bemerkt werden, daß die $\sum \text{Fe}_2\text{O}_3$ -Eu-Korrelation ($r = 0.42$) diese Behauptung weder stützt noch widerlegt.

Neben Eu zeigen auch La, Ce, Nd und Sm mit Ti bzw. Ba lineare Abhängigkeiten, allerdings mit einer etwas größeren Unsicherheit behaftet.

Aus HENDERSON (1984, S. 24 ff und 297 ff) geht hervor, daß in Modellen der fraktionierten Kristallisation geringe Mengen an Akzessorien die SEE-Verteilung kontrollieren können. Da die Verteilungskoeffizienten Mineral/Schmelze oftmals sehr groß sind, können die SEE stark fraktioniert werden. Einige Akzessorien bauen bevorzugt die leichten SEE ein (z. B. Orthit), andere die schweren SEE (z. B. Zirkon). Da Orthit im Kagenfels Granit nicht auftritt, kann daraus geschlossen werden, daß die Gehalte an leichten SEE hauptsächlich aus den Mineralen Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Hellglimmer stammen und diese infolgedessen für die Konzentrationen verantwortlich sind.

Wie aus Tab. 6 zu entnehmen ist, bestehen zwischen Zr und den leichten und mittleren SEE praktisch keine linearen Korrelationen. Lediglich zu Yb ($r = 0.71$) und zu Lu ($r = 0.61$) kann mit größerer Sicherheit eine lineare Beziehung angenommen werden.

Rb und Zr verhalten sich im allgemeinen geochemisch unterschiedlich. Trotzdem ist Rb mit Yb ($r = 0.50$) und Lu ($r = 0.80$) positiv korreliert. Somit wird die Folgerung, daß die Zirkone - die bevorzugt das Zr einbauen - den Gehalt an schweren SEE im Kagenfels Granit bestimmen, in Frage gestellt.

6.7.2 Chondritnormierte SEE-Verteilungsmuster:

Zur Normierung der SEE-Gehalte wurden die Durchschnittswerte von NAKAMURA (1974) herangezogen, mit Ausnahme des Tb, dessen Mittelwert von HASKIN et al. (1966a) Verwendung fand.

Die Gehalte an leichten SEE (LSEE) sind gegenüber den schweren SEE (SSEE) angereichert (Abb. 16 a, b und c). Die normierten La-Gehalte erstrecken sich von 54 bis 126. Die normierten La/Sm-Verhältnisse (leichte zu mittlere SEE) schwanken von 11.1 bis 31.8.

Die normierten La/Yb-Quotienten variieren zwischen 5.6 und 19.0.

Alle Kurven zeigen eine negative Europiumanomalie. Sie ist unterschiedlich ausgeprägt ($0.20 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 0.50$).

Im Vergleich mit anderen Leukograniten (EMMERMAN, 1977; VIDAL et al., 1982) fällt auf, daß die La/Sm-Verhältnisse der Kagenfels Granit-Proben zu höheren Werten verschoben sind. Für die Schwarzwald Granite (Klemmbach-, Bärhalde-, Sprolle- und Forbach-Granit) und den Manaslu Leukogranit ergeben die Mittelwerte eine Streuung von 1.9 bis 7.4. Dagegen schwanken die La/Yb-Verhältnisse der zum Vergleich herangezogenen Leukogranite (2.8-19.1) in ähnlicher Weise wie die Kagenfels Granit Proben.

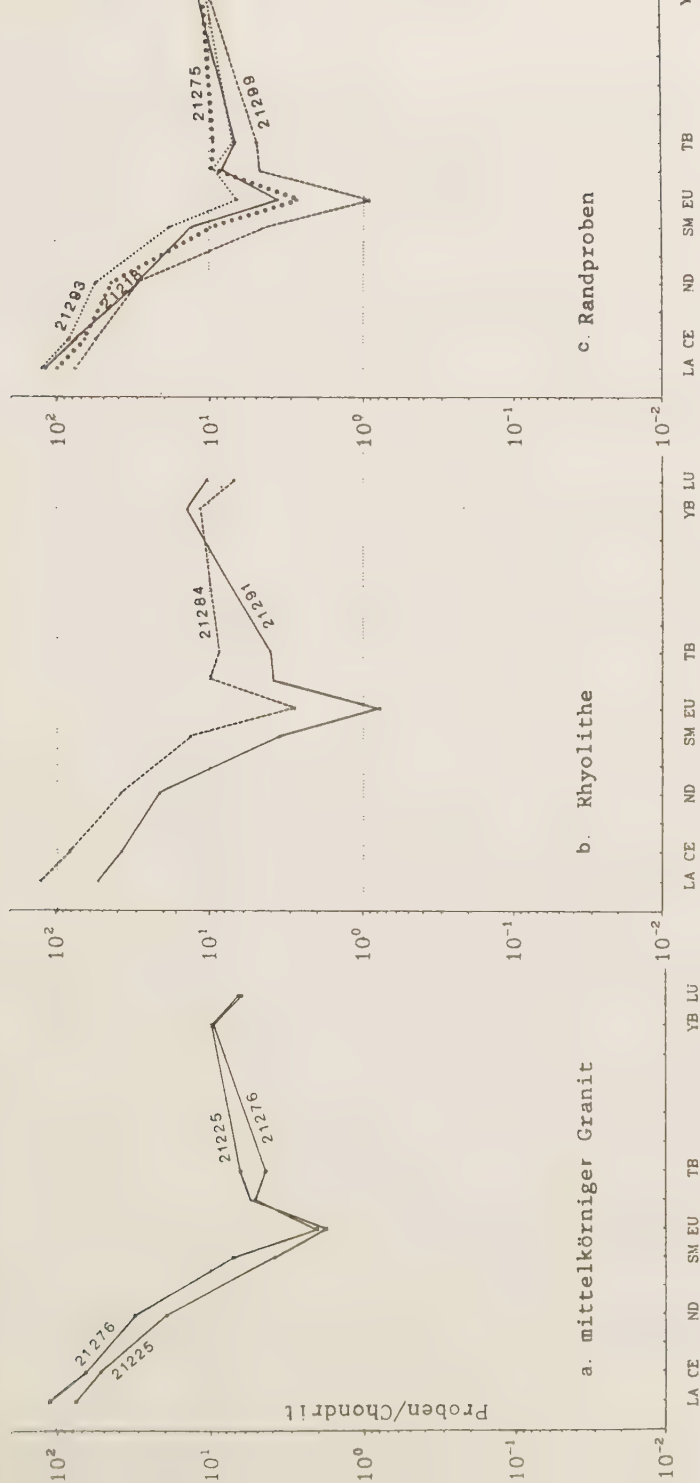


Abb. 16: Chondritnormierte Verteilung der Seltenen Erdelemente in

a. mittelkörnigem Granit

b. Rhyolithen

c. Randproben

Die normierten SEE-Muster der untersuchten Proben zeigen immer einen Anstieg der Kurven von Tb zum Yb. Dieser Kurvenanstieg und die hohen La/Sm-Quotienten machen deutlich, daß das untersuchte Gestein im Vergleich zu den oben erwähnten Leukograniten an mittleren SEE verarmt ist. Das könnte darauf zurückgeführt werden, daß bei der fraktionierten Kristallisation Sm und Tb dem Magma stärker entzogen worden ist, als dies bei vergleichbaren Leukograniten der Fall war. Diesen Entzug könnte das Mineral Apatit, das bevorzugt die mittleren SEE einbaut, bewirkt haben.

Die Auswahl der oben angeführten Leukogranite gründet sich auf folgende Merkmale:

- a) ähnlicher Chemismus und Modalbestand
- b) jüngere Glieder einer Sequenz
- c) gebunden an tektonische Störungszonen
- d) Vorkommen in einem kristallinen Basement

Modelle der fraktionierten Kristallisation konzentrieren sich vorwiegend auf die Produktion immer SiO_2 -reicherer Gesteine bei gleichzeitiger Zunahme ihrer negativen Eu-Anomalie (TAYLOR et al., 1968; EMMERMANN et al., 1975).

MITTFELDLDT und MILLER (1983) stellten bei der Untersuchung des Sweetwater Wash Plutons fest, daß er aus Gesteinen zusammengesetzt ist, die durch eine fraktionierte Kristallisation differenziert wurden.

Mit steigender Differentiation der Granitproben nehmen dort die Gehalte an SEE ab und die Eu-Anomalie wird ausgeprägter. Dabei weisen die normierten SEE-Verteilungsmuster der Granitproben einen fast parallelen Verlauf auf.

Die noch stärker differenzierten Aplite und Pegmatite des Sweetwater Wash-Plutons sind durch noch ausgeprägtere Eu-Anomalien, durch noch niedrigere Gehalte an leichten SEE aber höhere Konzentrationen an schweren SEE gekennzeichnet.

Die Autoren YAJIMA et al. (1968, zitiert in KOLJONEN und ROSENBERG, 1974) und NAGASAWA und SCHNETZLER (1971) kommen zu den gleichen Ergebnissen, was die Änderung der SEE-Gehalte im Verlaufe einer magmatischen Differentiation betrifft.

Aus den Abb. 16 a, b und c kann folgendes abgeleitet werden:

- a) Die beiden mittelkörnigen Proben (Abb. 16 a) weisen keine großen Unterschiede auf. Ihre SEE-Muster deuten auf ein gleiches Entwicklungsstadium hin.
- b) Das normierte Verteilungsmuster der SEE für die Rhyolithprobe 21284 (aus dem Steinbruch Eftermatten) ist zu etwas höheren Werten verschoben (Abb. 16 b). Dies weist darauf hin, daß sie, verglichen mit den mittelkörnigen Proben, durch einen geringeren Differentiationsgrad charakterisiert ist.
- c) Die Rhyolithprobe 21291 (Abb. 16 b) zeichnet sich durch die niedrigste La-Anreicherung und höchsten Yb-Gehalt aller untersuchten Proben aus. Sie weist, im Vergleich zu den mittelkörnigen Graniten, die oben beschriebenen Kennzeichen der Aplite und Pegmatite auf.
- d) Die Randproben der Abb. 16 c zeigen keine einheitlichen chondritnormierten SEE-Verteilungsmuster. Sowohl die Gefügevariation (kleinkörnig bis dicht) als auch die unterschiedlich ausgeprägten Eu-Anomalien lassen auf uneinheitlich differenzierte Magmen mit verschiedenen Abkühlungszeiten schließen.

7. Die Alkalifeldspäte:

=====

7.1 Verwendete Feldspat-Nomenklatur:

Sanidin: Unter diesen Begriff fallen alle monoklinen Kristalle von Alkalifeldspäten.

Orthoklas: Der Name Orthoklas wird in zwei verschiedenen Bedeutungen angewendet:

- a) synonym mit $K(AlSi_3O_8)$ ("Orthoklas-Molekül") zur Bezeichnung einer bestimmten chemischen Zusammensetzung
- b) als Sammelbezeichnung für optisch monokline Kalifeldspäte, die aus submikroskopischen Domänen von Mikroklin aufgebaut sind. Die Domänen sind meist nach dem Mikroklingesetz verzwillingt.

Tief-Mikroklin: Darunter versteht man triklinen Kalifeldspäte, die die maximal mögliche Al/Si-Ordnung aufweisen. Als Mikroklin (-Phase) werden Kalifeldspäte bezeichnet, die triklin sind und deren Ordnungszustand zwischen dem des Tiefmikroklin und des Orthoklases zu liegen kommen. Wegen des hohen Energieaufwandes für den Al,Si-Platzwechsel haben die meisten Kalifeldspäte den maximal geordneten Zustand noch nicht erreicht.

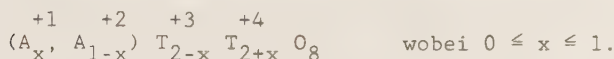
Röntgenographisch lassen sich die verschiedenen Kalifeldspatphasen unter anderem an Hand der zwei Hauptreflexe (060) und ($\bar{2}$ 04) (WRIGHT und STEWART, 1968) unterscheiden (s. Kap. 7.3.3.3).

Albit: Die Bezeichnung Albit erhalten Plagioklase die nicht mehr als 10 Mol.-% Anorthit enthalten.

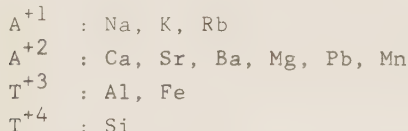
Perthit: Als Perthite bezeichnet man entmischte Alkalifeldspäte, in denen die kaliumreiche Phase den Wirtskristall bildet und der Na-Feldspat als Gast auftritt. Je nach Größe der entmischten Phase unterscheidet man zwischen Makro-, Mikro- und Kryptoperthit.

7.2 Strukturelle Eigenschaften der Feldspäte:

Die Feldspäte sind Gerüstsilikate der allgemeinen Formel



An Substitutionen können auftreten:



Die C-zentrierte Elementarzelle der Alkalifeldspäte enthält 4 Formeleinheiten mit insgesamt 16 Tetraederplätzen. Ihre Symmetrie ist entweder monoklin ($C2/m$) bei Orthoklasen und Sanidinen oder triklin ($C\bar{1}$) bei Mikroklinen. Die leicht deformierten $((T^{+3}, T^{+4}) O_4)$ -Tetraeder sind über gemeinsame Ecken verknüpft und bilden ein weitmaschiges Gerüst, dessen Lücken die A^{+1} - und A^{+2} -Kationen besetzen. Die Abb. 17 zeigt, daß die $((T^{+3}, T^{+4}) O_4)$ -Tetraeder Viererringe bilden, die wiederum Ketten in Richtung der a-Achse aufbauen. Eine ausführliche Beschreibung über Feldspat-Mischkristalle liegt von BAMBAUER et al. (1974) vor.

Topologisch lassen sich zwei verschiedene Tetraederverknüpfungen (T-Punktlagen) unterscheiden (Abb. 17). Erstens die T_2 -Punktlage mit Bindungen nur in der gezeichneten "Schicht" des Tetraedergerüsts und zweitens die T_1 -Punktlage, die auch die darüber und darunter liegenden Schichten verbindet.

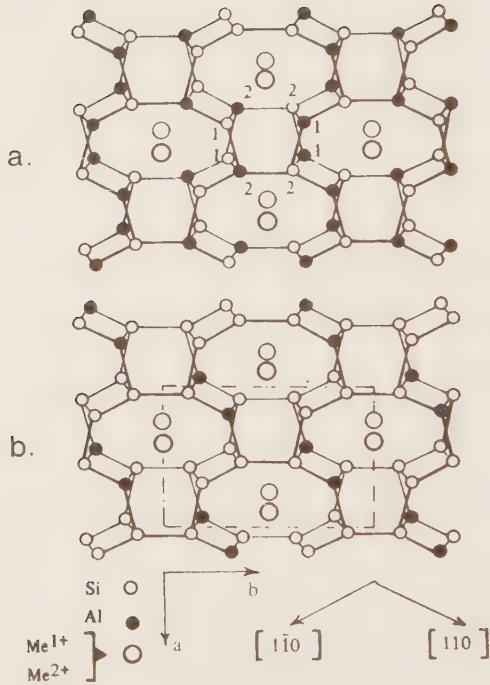


Abb. 17: Schema der Feldspatstruktur, Projektion senkrecht auf (001), O^{2-} -Ionen sind weggelassen. Dargestellt ist die Verknüpfung der Tetraeder in einer Schicht parallel (001) und die Besetzung der Kationenplätze

a) für ungeordnete Si,Al-Verteilung

b) für völlig geordnete Si,Al-Verteilung bei Alkalifeldspäten ($\bullet = T^{+3}$, $\circ = T^{+4}$), entnommen aus SCHRÜCKE und WEINER (1981).

Die monokline Symmetrie wird durch die statistische Verteilung der T^{+3} (Al) und T^{+4} (Si) in den 16 Sauerstoff-tetraedern (T_1 und T_2) ermöglicht. Man spricht dabei von maximaler Unordnung. Sind bei monoklinen Symmetrie (Abb. 17 a) nur je zwei achtzählige T_1 - und T_2 -Lagen zu unterscheiden, so spalten sich diese im Falle maximaler Ordnung (Abb. 17 b) auf. Die triklinen Symmetrie ist charakterisiert durch vier vierzählige Punktlagen (T_{1o} , T_{1m} , T_{2o} , T_{2m}). Die Buchstaben o und m bedeuten, daß bei der Einführung einer Spiegelebene die "o"-Lage in die "m"-Lage überführt werden kann.

Die Alkalifeldspäte:

Im ideal geordneten Tiefmikroklin besetzt das Al^{+3} -Ion in jedem Tetraeder-Viererring die gleiche Lage (T_{1o}), während die übrigen drei Tetraederplätze von Si^{+4} -Ionen belegt sind.

Die von LAVES (1960) eingeführte Al-Besetzungswahrscheinlichkeiten von T_{1o} , T_{1m} , T_{2o} und T_{2m} werden von KROLL (1971, 1973) mit t_{1o} , t_{1m} , t_{2o} und t_{2m} bezeichnet.

Die T^{3+}, T^{4+} -Verteilung strebt mit sinkender Temperatur zu größtmöglicher Ordnung. Folglich sind alle Übergänge von maximal geordneter Si/Al-Verteilung ($t_{1o} = 1$, $t_{1m} = t_{2o} = t_{2m} = 0$) zu maximaler Unordnung ($t_{1o} = t_{1m} = t_{2o} = t_{2m} = 0.25$) möglich. Für die triklinen

Zwischenstadien gilt erfahrungsgemäß:

$$t_{1o} > t_{1m} > t_{2o} = t_{2m}$$

Für die monoklinen Zustände gilt:

$$2t_{1o} > 0.5 \text{ und } 2t_{2o} = 1 - 2t_{1o} \quad \text{wobei } t_{1o} = t_{1m} = t_{1m} \\ t_{2o} = t_{2m} = t_{2m}$$

Der Übergang monoklin $\rightleftharpoons$ triklin (diffusive Transformation) findet statt, wenn eine bestimmte kritische Al/Si-Verteilung erreicht wird.

Die Kinetik des Ordnungs-/Unordnungsvorganges ist bei Alkalifeldspäten jedoch extrem träge, so daß Ungleichgewichte in Form intermediärer Stadien häufig "eingefroren" erhalten sind.

Veränderungen der Temperatur, Zusammensetzung und Al/Si-Verteilung erzeugen Änderungen in der Größe der Feldspateinheitszelle. Der Gitterparameter a wird im wesentlichen nur vom Na/K-Verhältnis beeinflusst, während b und c auch eine Abhängigkeit vom strukturellen Zustand zeigen. Nach KROLL und RIBBE (in RIBBE, 1983, S. 77 f) läßt sich die Besetzungswahrscheinlichkeit der T_1 -Plätze im monoklinen Fall nach folgender Gleichung bestimmen:

$$2t_1 = -7.590 - 2.3258 b + 5.3581 c \quad (1)$$

Für den triklinen Fall gilt:

$$(t_{10} + t_{1m}) = \frac{b - 0.7138 - 1.7505 c}{-7.7245 + 1.0150 c} \quad (2)$$

Die Differenz ($t_{10} - t_{1m}$) für triklone Zustände errechnet sich als:

$$(t_{10} - t_{1m}) = \frac{\alpha^* + 89.118 - 1.9902 \gamma^*}{-24.691 + 0.2229 \gamma^*} \quad (3)$$

Die Translationsperioden in Richtung $[110]$ und $[\bar{1}\bar{1}0]$ erwiesen sich im Hinblick auf die Al/Si-Verteilung sensibler als die Gitterparameter b und c (KROLL 1971, 1973). Während der Ordnung reichert sich das Al entlang der $[110]$ -Tetraederketten an. Das bedeutet eine Verlängerung der $[110]$ -Translationsperiode, mit gleichzeitiger Kürzung in der $[\bar{1}\bar{1}0]$ -Richtung.

7.3 Untersuchungsmethoden:

7.3.1 Optische Methoden:

7.3.1.1 Mikroskopische Erscheinung der Alkalifeldspäte:

Eine mikroskopische Gesteinsbeschreibung von PROPACH (1971) ist in Kap. 4.1 zusammengefaßt.

Im Folgenden werden besonders die Erscheinungsformen der Alkalifeldspäte behandelt, wie sie in den unterschiedlichen Gesteinstypen auftreten:

a) Alkalifeldspat aus Gesteinen mit mittelkörnigem Gefüge:

Es lassen sich zwei Generationen von Alkalifeldspäten unterscheiden, solche die magmatisch gebildet wurden und diejenigen, die in Miarolen nachträglich gewachsen sind. Unterschiede in dem Entmischungsverhalten liegen offensichtlich nicht vor (vgl. Abb. 3 a und b).

b) Alkalifeldspat im Granophyr:

Die granophyrischen Proben weisen meist Alkalifeldspat-Einsprenglinge auf, die von den Quarz-Feldspat-Verwachsungen ringförmig umgeben werden (Abb. 18 a).

c) Alkalifeldspat im Rhyolith:

Wie die Abbildungen 3 f, g und h schon zeigten, ist das Gefüge der Rhyolithe nicht einheitlich. Die Alkalifeldspäte treten als Einsprenglinge, in Form von Sphärolithen und als y-förmige Skelettkristalle auf.

Die Entmischung der Alkalifeldspäte in den rhyolithischen Proben ist nur wenig ausgeprägt.

Auffällig ist oftmals das Nebeneinander von völlig umgewandelten Feldspäten mit nahezu unbeeinflussten Alkalifeldspäten (Abb. 18 b). Ob es sich bei den umgewandelten Kristallen um ehemalige Plagioklase handelt, konnte nicht nachgewiesen werden.



Abb. 18a: Quarz-Feldspat-Verwachsungen um Alkalifeldspat-Einsprenglinge (x) (Randprobe 21260), Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.



Abb. 18b: Einsprenglinge von gering beeinflussten Alkalifeldspäten und umgewandelten Feldspäten (x) treten nebeneinander auf (Rhyolithprobe 21290c); Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.

d) Alkalifeldspat in feinkörnigen, porphyrischen Proben:

Die Entmischung der Alkalifeldspat-Einsprenglinge der porphyrischen Proben fällt im Mittel geringer aus als bei Alkalifeldspäten aus dem mittelkörnigen Granit. Allerdings läßt sich eine Beziehung zwischen zunehmender Korngröße der Porphyre und der Zunahme der Entmischung nicht ableiten (vgl. Abb. 3 d und 18 c).

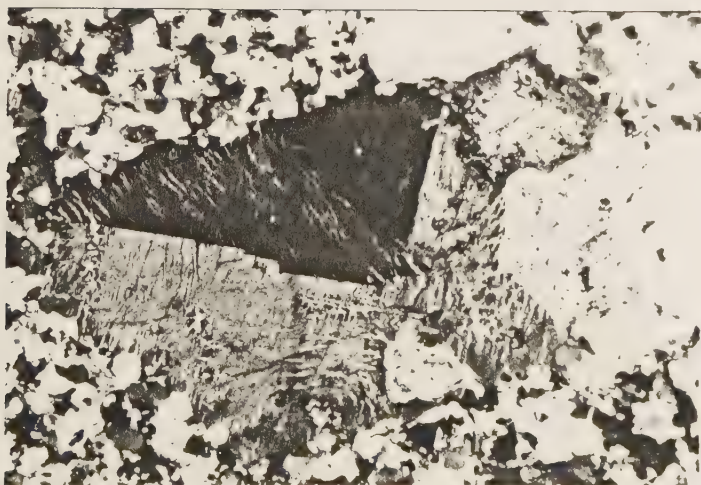


Abb. 18c: Alkalifeldspat-Einsprengling mit beginnender Perthitentmischung im Randbereich, Plagioklas-Kristalle sind stark umgewandelt (Probe 21258); Bildbreite 1.8 mm, gekreuzte Nicols.

7.3.1.2 Bestimmung der Achsenwinkel:

7.3.1.2.1 Die Achsenwinkel der Albite:

Die gemessenen Albite besitzen immer Tieftemperatur-Optik ($2V_x > 80$).

7.3.1.2.2 Die Achsenwinkel der Alkalifeldspäte:

Die Heterogenität der Alkalifeldspäte, die Entmischungen (Unterschiede zwischen Kern- und Randbereich bzw. zwischen Körnern des gleichen Dünnschliffs), sowie anfängliche Diffraktometeraufnahmen weisen auf eine starke Streuung des Achsenwinkels hin. Deshalb erschien mir diese Methode nicht geeignet - ohne großen statistischen Aufwand - Unterschiede der Feldspäte in den verschiedenen Gesteinstypen herauszuarbeiten.

Die Achsenwinkel der Alkalifeldspat-Einsprenglinge in

rhyolithischen Proben:

SU et al. (1983, zitiert in RIBBE, 1983, S. 123) zeigten, daß die Achsenwinkel der Alkalifeldspäte $2V$ verknüpft mit den $(t_{10} + t_{1m})$ -Werten eine s-förmige Kurve ergeben muß. Um dies zu bestätigen wurden über 50 Literaturdaten ausgewählt, ohne Rücksicht darauf, ob die Proben natürlich oder gegläht, monoklin oder triklin, homogen oder entmischt usw. waren. $(t_{10} + t_{1m})$ wurden durch die Tr $[110]$, $[\bar{1}10]$ -Methode von KROLL (1973) ermittelt und gegen die Achsenwinkel aufgetragen. (Für die $(t_{10} + t_{1m})$ -Bestimmung aus der b-c, α^* - γ^* -Methode ergeben sich nach RIBBE, 1983, S. 124 ähnliche Ergebnisse.) Daraus resultierte eine s-förmige Kurve, wobei die Korrelation nahezu perfekt war. Die Kurve ist definiert durch zwei Gleichungen:

$$(t_{10} + t_{1m}) = 0.666 + 0.709 \sin V_x \text{ (opt. Achsenebene } \perp (010))$$

$$(t_{10} + t_{1m}) = 0.666 - 0.709 \sin V_x \text{ (opt. Achsenebene } // (010))$$

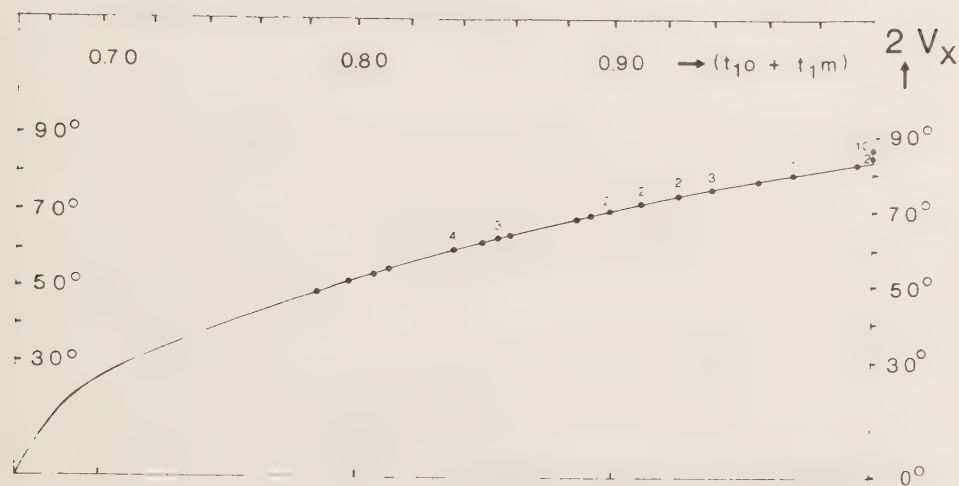


Abb. 19: Ausschnitt des $2V_x - (t_{10} + t_{1m})$ -Diagramms nach SU et al. (1983, zitiert in RIBBE, 1983), für den gilt, daß die optische Achsenebene der Alkalifeldspäte senkrecht auf (010) steht. Eingetragen wurden die gemessenen Achsenwinkel der Alkalifeldspat-Einsprenglinge aus Rhyolithen. Die kleinen Zahlen beschreiben die Anzahl der Punkte, die aufeinander zu liegen kommen.

Der Ordnungsgrad kann mit einem Fehler von ± 0.02 Al bestimmt werden.

Die Abb. 19 stellt nur den Bereich mit der s-förmigen Kurve dar, der für Alkalifeldspäte gilt, deren Achsenwinkel etwa senkrecht auf (010) stehen. Eingetragen wurden die mikroskopisch gemessenen Achsenwinkel $2V_x$ von Alkalifeldspat-Einsprenglingen aus rhyolithischen Proben. Eine Albitkorrektur ($-0.25^\circ/1$ Mol.-% Ab) konnte wegen des unterschiedlichen Entmischungsgrades in den gemessenen Körnern nicht durchgeführt werden.

Nimmt man an, daß Einsprenglinge einen maximalen Or-Gehalt von 65 aufweisen und nicht entmischt sind, so müssen die gemessenen Achsenwinkel bis zu 9° korrigiert werden.

Der niedrigste gemessene Achsenwinkel eines Alkalifeldspat-Einsprenglings ergibt ohne Korrektur einen Ordnungsgrad von 0.78. Im Vergleich dazu beträgt die niedrigste ($t_{10} + t_{1m}$)-Summe 0.74 (Probe 21290n). Aus der Ähnlichkeit der Werte kann man ableiten, daß unmittelbar nach der Kristallisation die $2t_1$ -Werte der Alkalifeldspäte um 0.74 (eventuell bei 0.70) lagen.

Da keine Sanidine gefunden wurden, kann daraus gefolgert werden, daß es sich bei den rhyolithischen Gesteinen nicht um Rhyolithe im engeren Sinne (Intrusionstemperatur zwischen 790 und 820° C) handelt.

Eine große Anzahl von $2V_x$ -Meßwerten erscheint zu hoch. Bei entsprechender Korrektur (siehe oben) kommen sie auf der Kurve zu liegen und führen zu ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen von ca. 0.94. Ein Wert, der an der oberen Grenze der Ordnungsgrade liegt, die mittels der Gitterkonstanten bestimmt wurden (vgl. Tab. J). Es gibt folglich Einsprenglinge deren Ordnung deutlich kleiner ist als die der Grundmassealkalifeldspäte (vgl. auch Kap. 7.3.3.6.1.7) und andere, deren Ordnung praktisch mit denen der Sphärolithe (Grundmasseaufnahmen) übereinstimmt.

7.3.2 Geochemische Untersuchungen:

7.3.2.1 Abtrennung der Alkalifeldspäte:

Die Alkalifeldspäte entstammen der Gesteinsfraktion von 180-300 μ Korngröße. Die Abtrennung erfolgte nach der Methode der Schweretrennung. Die Dichte der Bromoform-Dimethylsulfoxid-Mischung war auf 2.580 $\pm$ 0.005 eingestellt. Alle Präparate weisen eine Reinheit von mehr als 98 % auf.

Für bestimmte Fragestellungen erwies es sich als notwendig, einzelne Alkalifeldspäteinsprenglinge zu erhalten. Am besten gelang dies bei dünn gesägten Gesteinsplättchen (< 2 mm Dicke), die auf beiden Seiten Feldspatanschnitte aufzeigten.

7.3.2.2 Analysenmethode:

Die Glastabletten für die röntgenfluoreszenzanalytische Bestimmung wurden analog den Gesteinstabletten hergestellt (s. Kap.5.2.1).

7.3.2.3 Analysenergebnisse:

Insgesamt sind 72 Alkalifeldspäte chemisch untersucht worden. Ihre chemische Zusammensetzung und die Strukturformeln (auf 8 Sauerstoffatome basierend) stehen in Tab. F im Anhang.

Sechs Stichprobenuntersuchungen ergaben, daß die Alkalifeldspäte des Kagenfels Granits weniger als 20 ppm Pb und 20 ppm Cs enthalten. Auf Grund der schlechten Reproduzierbarkeit bei diesen niedrigen Gehalten wurden die Messungen eingestellt.

7.3.2.4 Die Korrelationsmatrix:

In den folgenden Variationsdiagrammen wurden die Proben 21223, 21241 und 21272 weder eingezeichnet, noch in der Interpretation wegen ihres unterschiedlichen geochemischen Verhaltens berücksichtigt.

Die geochemischen Daten der Alkalifeldspäte wurden der statistischen Methode von PEARSON unterzogen (Tab. 7), um lineare Beziehungen zwischen den Elementen aufzuzeigen. Einen signifikanten Zusammenhang kann man mit 99 %iger Sicherheit annehmen, wenn der Korrelationskoeffizient r unter der Berücksichtigung von 69 Proben größer/gleich 0.29 ist, für eine Aussage mit 95 % Sicherheit gilt $r \geq 0.22$ (Werte aus STORM, 1979).

Der Tab. 7 lassen sich folgende Aussagen entnehmen:

- a) Der hohe Wert von -0.93 für K_2O-Na_2O ist für Alkalifeldspäte plausibel.
- b) Der Ca-Gehalt ist unabhängig vom Na- und K-Gehalt in den Alkalifeldspäten. Dies kann in primären Unterschieden begründet sein, oder daran liegen, daß Albit in unterschiedlichem Ausmaß aus den Körnern abgewandert ist.
- c) Hohe Gehalte an Ca korrelieren mit hohen Sr- und Ba-Konzentrationen und niedrigen Rb-Gehalten. Dies ist ein Hinweis darauf, daß sich der Chemismus der Schmelze in der Zusammensetzung der Alkalifeldspäte widerspiegelt (vgl. auch Abb. 26 und 27).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO (n=60)	CaO (n=68)	Na ₂ O	K ₂ O	Rb	Sr (n=68)
SiO ₂	-								
Al ₂ O ₃	-0.04	-							
Fe ₂ O ₃	0.20	-0.26	-						
MgO	0.18	0.08	<u>0.30</u>	-					
CaO	0.19	-0.27	-0.02	0.07	-				
Na ₂ O	-0.08	<u>0.39</u>	0.08	0.19	0.12	-			
K ₂ O	-0.07	-0.18	-0.21	-0.28	-0.22	<u>-0.93</u>	-		
Rb	-0.24	<u>0.35</u>	0.07	0.11	<u>-0.60</u>	0.12	-0.01	-	
Sr	0.26	<u>-0.30</u>	-0.13	0.12	<u>0.58</u>	<u>-0.34</u>	0.22	<u>-0.62</u>	-
Ba	0.24	-0.28	-0.17	-0.03	<u>0.51</u>	<u>-0.34</u>	0.25	<u>-0.55</u>	<u>0.86</u>

Tab. 7: Korrelationskoeffizienten für die Alkalifeldspäte
n = 69; liegen einige Elementgehalte unterhalb der
Nachweisgrenzen so beziehen sich die Korrelationen
auf 60 bzw. 68 Proben.
Werte, die eine Aussagesicherheit von über 99% zu-
lassen, wurden unterstrichen.

7.3.2.5 Chemische Zusammensetzung der Alkalifeldspäte:

7.3.2.5.1 Allgemeines:

Die Alkalifeldspäte bilden bei höheren Temperaturen eine lückenlose Mischungsreihe. Entmischen sie, so befindet sich das Na hauptsächlich in der Albitphase der Perthite.

NOCKOLDS (1966) untersuchte den Ersatz von Rb, Ca, Sr und Ba im Kalifeldspatgitter. Der Autor schlug vor, mit Hilfe der relativen Gesamtbindungsenergie zwischen Kationen und Sauerstoffen das Substitutionsverhalten zu erklären. Diese Bindungsenergie soll die Verteilung und Konzentration von diesen Elementen während der fraktionierten Kristallisation eines Magmas regeln.

Die relativen Bindungsenergien betragen für Ca-Al-O 500, Sr-Al-O 490, Ba-Al-O 480, K-Si-O 470 und Rb-Si-O 465. Daraus würde sich als Konsequenz ergeben, daß sich Ca, Sr und Ba in den früh ausgeschiedenen Kalifeldspäten anreichern. Dagegen fände die Substitution von K^+ (1.54 Å) durch Rb^+ (1.64 Å) erst am Ende einer Differentiation statt.

Geochemische Arbeiten haben diese grundsätzliche Aussage bestätigt, obwohl die Elementhäufigkeit $Ca > Sr > Ba$ in den Gesteinen nicht berücksichtigt wurde.

Ca^{2+} (1.15 Å) nimmt eine besondere Position ein. Es kann sowohl das K^+ (1.54 Å) im Kalifeldspat, als auch das Na^+ (1.21 Å) im Plagioklas ersetzen, wird aber im Plagioklasgitter bevorzugt eingebaut. Darüberhinaus kristallisiert die Plagioklasphase vor und neben der Alkalifeldspatphase.

Sr^{2+} (1.29 Å) substituiert sowohl Ca im Plagioklas als auch K im Kalifeldspat, da es in der Ionengröße zwischen den beiden liegt.

Dagegen wird Ba^{2+} (1.47 Å) auf Grund seiner Größe nur sehr schwer im Plagioklas eingebaut.

Die Ionenradien - bezogen auf die bevorzugte Koordinationszahl 7 der großen A-Kationen im Feldspatgitter - wurden der Arbeit von WHITTAUER und MUNTUS (1970) entnommen.

7.3.2.5.2 Das Ab-An-Or-Dreieck:

Die Strukturformeln und die Feldspatendglieder Or, Ab und An wurden mit Hilfe des Computerprogramms MINSORT (von H. DIETRICH und K. PETRAKAKIS, 1984, Institut für Petrologie der Universität Wien) berechnet (Tab. F).

Der Or-Gehalt der Perthite erstreckt sich von 64.2 bis 91.4 Mol.-%. Der Anorthitanteil liegt unter 0.8 Mol.-%. Die Abb. 20 stellt einen Ausschnitt aus dem ternären Feldspat-Dreieck mit den Endgliedern Or, Ab und An dar. Eingezeichnet sind 69 Alkalifeldspäte. Alle Proben kommen nahe der Or-Ab-Seitenlinie zu liegen.

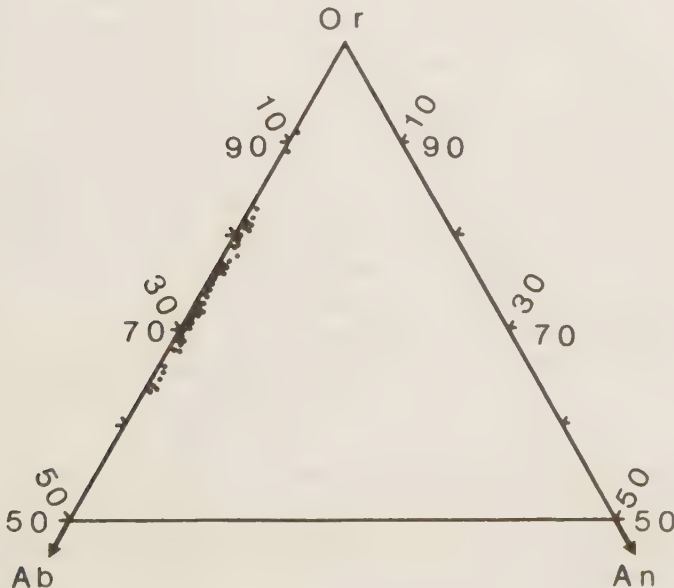


Abb. 20: Ausschnitt aus dem ternären Feldspat-Dreieck

7.3.2.5.3 Das K_2O - Na_2O -Diagramm:

Die Kaliumkonzentrationen der Alkalifeldspäte des Kagenfels Granits bewegen sich zwischen 10.29 und 14.17 Gew.-%; die Natriumgehalte liegen im Bereich von 0.88 bis 4.03 Gew.-%.

In der Abb. 21 sind die Na_2O -Gehalte gegen die K_2O -Konzentrationen der Alkalifeldspäte aufgetragen. Die Punkte A und B entsprechen reinem Albit (A) bzw. Kalifeldspat (B). Zusammensetzungen idealer Alkalifeldspäte aus den Komponenten K und Na müßten auf der Verbindungslinie AB zu liegen kommen. Die gestrichelten Parallelen begrenzen die 5 %-igen Abweichungen von der Mischphasenzusammensetzung.

Eingetragen sind die Werte von 69 Alkalifeldspäten dieser Arbeit. Die darstellenden Punkte streuen um die Gerade AB. Abweichungen nach unten (Minderbefunde) lassen sich teilweise durch den Ersatz von Na und K durch Ca, Rb, Ba und Sr erklären. Werden die Gew.-% von CaO , BaO , SrO und Rb_2O aufsummiert - auf der Grundlage des Mittelwerts aus 69 Analysen, so ergeben sich 0.17 Gew.-%. Das reicht aber bei weitem nicht aus, um die Lage der Alkalifeldspatproben (21)284 und (21)295 zu erklären. Da Meßfehler in diesem Ausmaße ausgeschlossen werden können, muß man annehmen, daß die Minderbefunde an K und Na durch einen zu hohen Quarzanteil im Körnerpräparat entstanden sind.

Setzt man idealen stöchiometrischen Gitteraufbau voraus, so sind Überbefunde auf Meßungenauigkeiten zurückzuführen.

7.3.2.5.4 Das Ba-Sr-Diagramm:

Ba und Sr sind mit 99 % Sicherheit linear korreliert ($r = 0.86$).

Von allen Alkalifeldspäten der mittelkörnigen Proben weisen nur 3 Proben in der Abb. 22 erhöhte Ba- und Sr-Gehalte auf (21202, 21210, 21220). Den Zuwachs der Ba- und Sr-Konzentrationen führe ich auf eine fluide Phase zurück, die zumindest in den Proben 21202 und 21210 große Glimmerschuppen wachsen ließ.

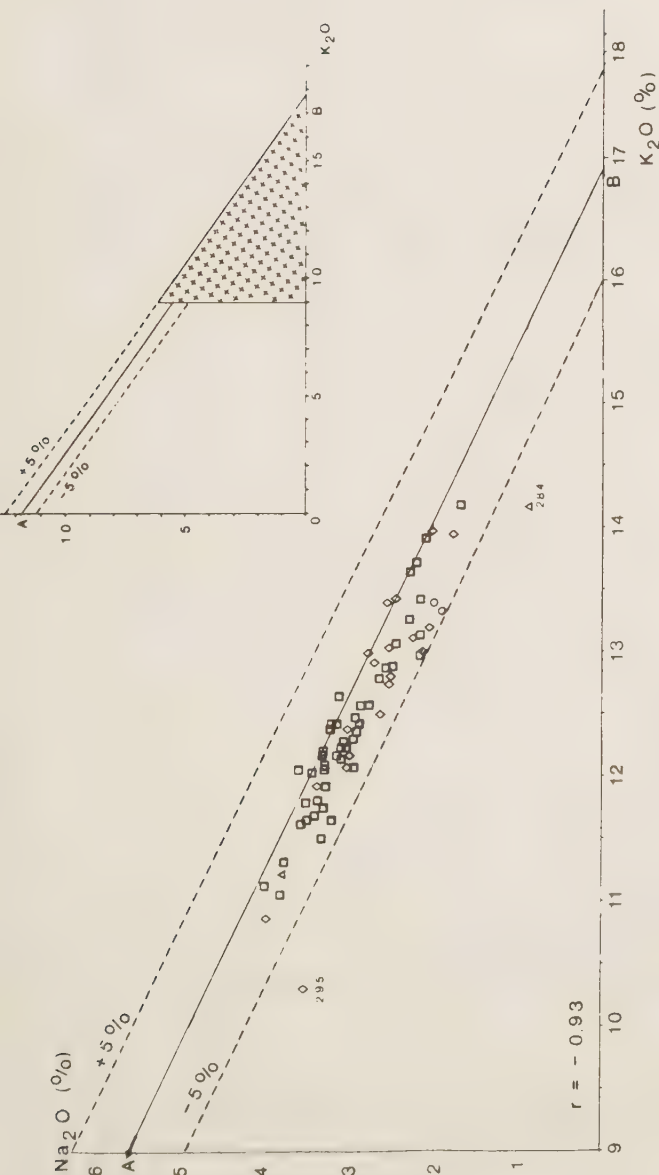


Abb.21: Variationsdiagramm Na_2O - K_2O (Gehalte in Gew.-%)

A: idealer Albit

B: idealer Kalifeldspat

durchgezogene Linie: ideale K-Na-Mischphasen

gestrichelte Linien: $\pm 5\%$ Züge Abweichung vom Idealzustand

□: mittelkörniger Granit

△: Rhyolith

○: Granophyr

◇: porphyrische Randproben

Die Probe 21282, etwa 1 km östlich dieser beiden, zuletzt-
genannten Proben gelegen, zeichnet sich dadurch aus, daß
sowohl in der Gesamtgesteinsanalyse, wie auch im Alkalifeld-
spatkonzentrat der Ba-Gehalt unterhalb der Nachweisgrenze
liegt. Außerdem ist sie durch einen Zr-Mangel im Gesamt-
gestein (unterhalb der Nachweisgrenze von 15 ppm) gekenn-
zeichnet (vgl. Kap. 6.5).

Da die Zr-Konzentrationen entlang eines Längsprofils durch
den mittelkörnigen Teil des Kagenfels Granit (Abb. 12 a u. b)
sich annähernd konstant verhalten (ca. 70 ppm), muß mit einer
erheblichen Verschiebung der Elementgehalte - zumindest im
äußersten Westen des Granitkörpers - gerechnet werden.

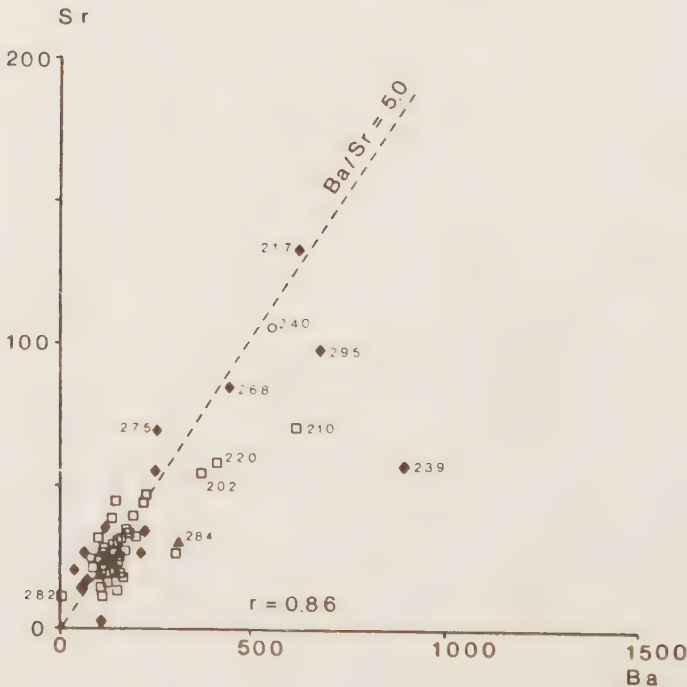


Abb.22: Variationsdiagramm Ba - Sr (Gehalte in ppm)

- : mittelkörniger Granit
- ▲ : Rhyolith
- : Granophyr
- ◆ : porphyrische Randproben

7.3.2.5.5 Das Rb-Ba-Diagramm:

Das Ba/Rb-Verhältnis in Alkalifeldspäten wird als der empfindlichste Indikator des Fraktionierungsprozesses angesehen (TAYLOR, 1965).

Der Verteilungstrend des Rb in Alkalifeldspäten läuft entgegen dem des Ba (Abb. 23). Die Ba/Rb-Verhältnisse nehmen während der Differentiation stetig ab. Die gestrichelte Kurve in Abb. 23 gibt schematisch den Weg der Alkalifeldspatzusammensetzung wieder, wie er sich im Verlaufe einer fraktionierten Kristallisation empirisch darstellt (vgl. SHEARER et al., 1985).

Aus der Abb. 23 lassen sich die Differentiationsstadien der Randproben abschätzen. Sie sind aus der Tab. 8 zu entnehmen. Dort wurde eine Unterteilung der Randproben in vier Gruppen vorgenommen (vgl. Kap. 6.2.2):

- a) Proben, die weniger differenziert erscheinen als die Rhyolithe (ausgenommen die Rhyolithprobe 21291)
- b) Proben, deren Differentiationsgrad mit denen der Rhyolithe vergleichbar ist
- c) Proben, die in etwa so stark differenziert sind wie die mittelkörnigen Granitproben
- d) Proben, die stärker differenziert sind als die mittelkörnigen Granitproben

7.3.2.5.6 Das Rb-Sr-Diagramm:

Eine inverse Beziehung ergibt sich ebenfalls zwischen Rb und Sr (Abb. 24). Auch aus dieser Abbildung ist der Differentiationsgrad der einzelnen Proben abschätzbar (siehe Tab. 8).

Vergleicht man die Lage bestimmter Proben in der Abb. 8 (Ba-Rb, Gesamtgestein), Abb. 23 (Ba-Rb, Alkalifsp.) und Abb. 24 (Sr-Rb, Alkalifsp.), so zeigen sich gewisse Gemeinsamkeiten:

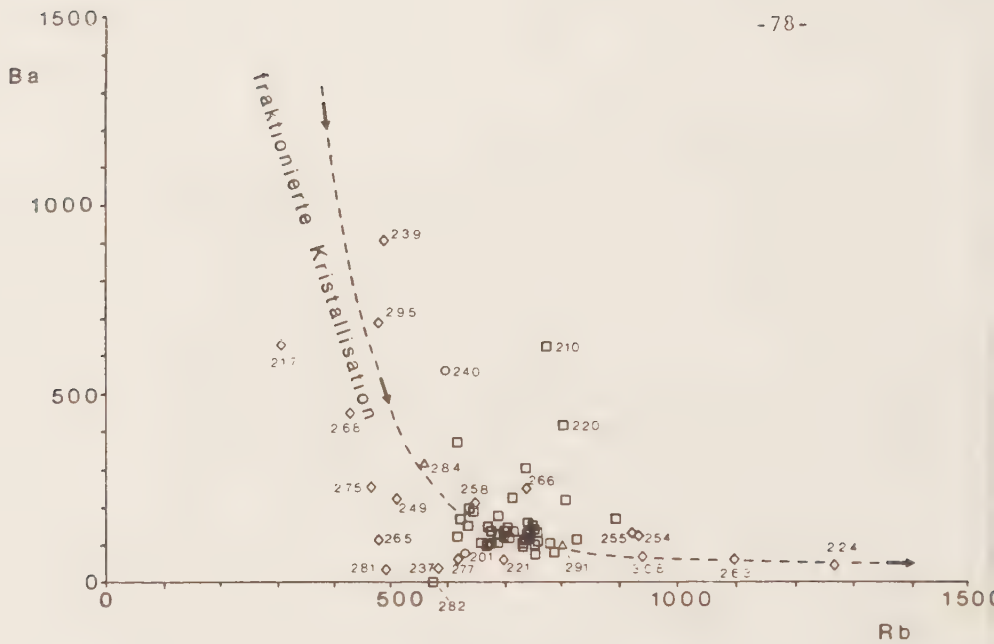


Abb. 23: Variationsdiagramm Ba - Rb (Gehalte in ppm)

Symbole: $\square$: mittelkörniger Granit

$\circ$: Granophyr

$\triangle$: Rhyolith

$\diamond$: porphyrische Randproben

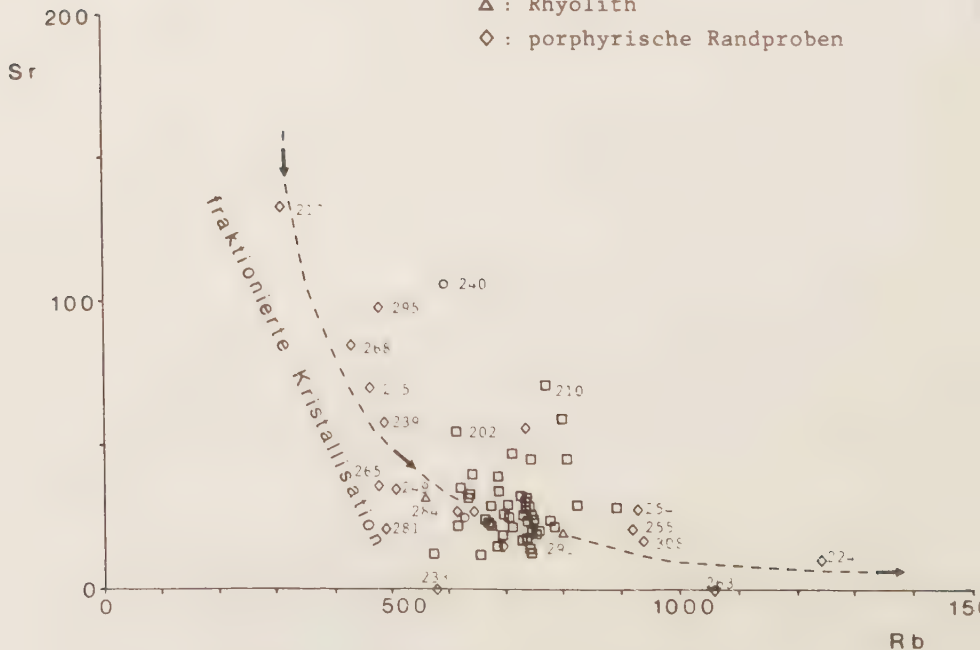


Abb. 24: Variationsdiagramm Sr - Rb (Gehalte in ppm)

Symbole siehe Abb. 23

	a) "basischer" als Rhyol.	b) ± Rhyolith	c) ± mittelk. Granit	d) differenz. als mk. G.
Abb. 8	293		312	263
Abb. 10	293			
Abb. 11		218, 275, 293	299, 312	263
Abb. 14	293	218, 275		299
Abb. 15	293	218, 275		299
Abb. 23 u. 24	217, 239, 249, 265, 268, 275, 295,		221, 258 266, 277	224, 254, 255, 263, 308

Tab. 8: Versuch einer Gliederung der Proben der Randfazies entsprechend ihrem Differentiationsgrad in 4 Gruppen:

- Proben, die weniger differenziert erscheinen als die Rhyolithe
- Proben, deren Differentiationsgrade mit denen der Rhyolithe vergleichbar sind
- Proben, die in etwa so stark differenziert sind wie die mittelkörnigen Granite
- Proben, die stärker differenziert sind als die mittelkörnigen Granitproben

In dieser Tabelle wurden die Abschätzungen der Differentiationsstadien einzelner Proben aus 7 Variationsdiagrammen zusammengefaßt.

- a) Der Rhyolith 21284 scheint undifferenzierter zu sein als die mittelkörnigen Proben.
- b) Der Rhyolith 21291 ist im Vergleich mit den mittelkörnigen Graniten durch ein geringfügig höheres Differenzierungsstadium gekennzeichnet.

Berücksichtigt man zusätzlich die Aussagen der Abb. 10 (Rb-Ba-Sr, Gesamtgestein), Abb. 11 (Zr-Rb, Gesamtgestein), Abb. 14 (Ba-Eu, Gesamtgestein) und Abb. 15 (TiO_2 -Eu, Gesamtgestein) so lassen sich die Proben der Randfazies nach dem Grade ihrer Differentiation (Tab. 8) analog den Ausführungen in dem Kap. 6.2.2 einteilen.

Aus der obigen Zusammenstellung kann man entnehmen, daß von den 20 untersuchten Proben der Randfazies nur 6 etwa das Differenzierungsstadium des mittelkörnigen Leukogranits aufweisen.

7.3.2.5.7 Fe_2O_3 (total): -----

Die Fe_2O_3 (total)-Gehalte in den Alkalifeldspäten streuen zwischen 0.17 und 0.67 Gew.-%. Der Durchschnittswert für Alkalifeldspäte aus dem mittelkörnigen Granit beläuft sich auf 0.29 Gew.-%.

Da granitische und pegmatitische Kalifeldspäte im allgemeinen einen Gehalt von 0.01-0.1 Gew.-% aufweisen (SMITH, in RIBBE, 1983, S. 290 f) kann gefolgert werden, daß die gemessenen Fe-Gehalte durch Fremdminerale im Alkalifeldspat-konzentrat beeinflusst sind.

Die Fe-Gehalte in den Rhyolithproben 21284 (0.52 Gew.-%) und 21291 (0.67 Gew.-%) und in der "undifferenzierteren" Randprobe 21295 (0.47 Gew.-%) sind vermutlich ebenso auf Verunreinigungen der Körnerpräparate zurückzuführen, wenngleich in natürlichen Kalifeldspäten bis zu 4 Gew.-% Fe in Sani-dinen aus hochdifferenzierten vulkanischen Gesteinen gefunden wurde (SMITH, in RIBBE, 1983, S. 290).

Daß Verunreinigungen des Alkalifeldspat-Körnerpräparats die Ursache für die gemessenen Fe-Gehalte sind, darauf weisen die feinkörnig-porphyrischen Proben (21224, 21254, 21255, 21263 und 21308) hin. Ihre Fe-Gehalte (0.26 und 0.34 Gew.-%) sind trotz eines höheren Differentiationsgrades (s. Tab. 8) mit denen der mittelkörnigen Granite vergleichbar.

Nach SMITH (in RIBBE, 1983, S. 290 f) soll der größte Teil des Eisens als Fe^{3+} vorliegen, das das Aluminium ersetzt. Dies kann ich nicht bestätigen, da die $\sum \text{Fe}_2\text{O}_3$ -Werte zu keinem Spuren- oder Hauptelement (mit Ausnahme des Mg) eine signifikante Beziehung - bei 99%iger Sicherheit - zeigen (s. Tab. 6).

7.3.2.6 Die Elementkonzentrationen in den Alkalifeldspäten =====

entlang eines Längsprofils durch den Kagenfelsgranit:
=====

Die Variation der chemischen Zusammensetzungen der Alkalifeldspäte - ohne ihre Al- und Si-Gehalte - entlang eines Längsprofils durch den mittelkörnigen Kagenfels Granit einschließlich Granophyre zeigt die Abb. 25. Die Gehalte an Sr und Gesamteisen bleiben relativ konstant.

Die Ba-Konzentrationen östlich des Fundpunktes 21307 variieren nur geringfügig, während westlich davon starke Veränderungen - bis zur 3-fachen Anreicherung - gefunden wurden.

Die Deutung, daß frühkristallisierte Alkalifeldspäte mehr Ba einbauen und bevorzugt ins Alkalifeldspatpräparat gelangten, führt zu keiner befriedigenden Erklärung der Bariumanreicherung. Da in diesen "frühen" Alkalifeldspäten weder eine gleichzeitige Sr-Zunahme noch eine Verarmung an Rb einhergeht.

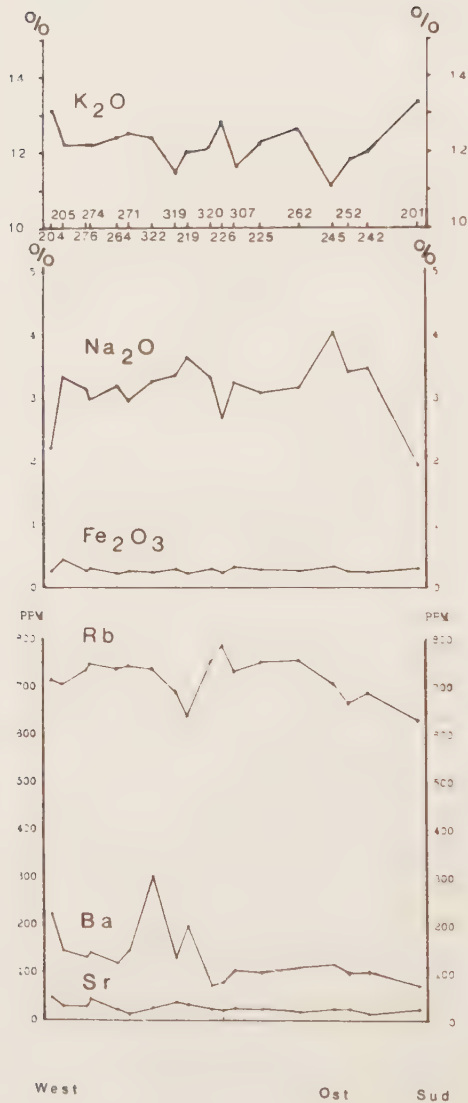


Abb. 25: Die Elementkonzentrationen in den Alkalifeldspäten entlang eines Längsprofils durch den Kagenfels Granit einschließlich Granophyr.

Führt man die Variation des Ba auf den Einfluß einer H_2O -reichen Phase zurück (vgl. auch Kap. 7.3.2.5.4), so stellt sich die Frage, warum die Sr- und Rb-Konzentrationen nicht in ähnlicher Weise verändert wurden.

Der Verlauf der Rb-Konzentrationen längs des Profils erlaubt nicht, eine Gesetzmäßigkeit im Aufbau des Kagenfels Granits nachzuweisen.

Bemerkenswert erscheint, daß ähnlich dem Gesamtgesteinsprofil (Abb. 12 a) die Na-Gehalte an beiden Profilenden deutlich abfallen und daß K zunimmt. Daraus kann man schließen, daß die K/Na-Schwankungen der Alkalifeldspäte sich im Gesteinschemismus widerspiegeln.

7.3.2.7 Verteilung der Elemente zwischen Alkalifeldspat
===== und Gesamtgestein:
=====

Die Gehalte von Rb im Alkalifeldspat gegen diejenigen im Gesamtgestein sind in Abb. 26 dargestellt. Alle Probenpunkte ($n = 27$) mit einer Ausnahme liegen in dem Bereich zwischen den beiden Geraden $Rb_{Kf}/Rb_{Gg} = 2.0$ und $Rb_{Kf}/Rb_{Gg} = 3.0$. Die Pearson Korrelation von 0.90 deutet darauf hin, daß je höher die Rb-Konzentration im Magma war, desto mehr Rb wurde ins Alkalifeldspatgitter eingebaut.

Bei der fraktionierten Kristallisation eines Magmas werden die Rb-Gehalte in der Schmelze angereichert. Da in den untersuchten Proben der Glimmeranteil unter 1.5 Vol.-% beträgt, wird das Rubidium überwiegend im Alkalifeldspat eingebaut. Somit ergibt sich der positive Zusammenhang, wie er in Abb. 26 aufgezeigt ist. Die Reihenfolge der Punkte spiegelt - in Übereinstimmung mit den früheren Ausführungen (Tab. 8) - den Differentiationsgrad ihrer Proben wider.

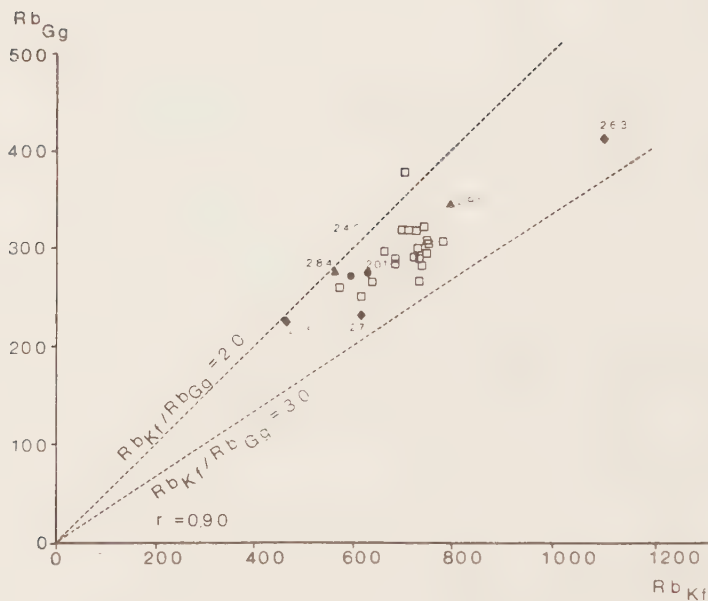


Abb. 26: Die Rb-Gehalte der Alkalifeldspäte (Kf) gegen die Rb-Gehalte im Gesamtgestein (Gg). - Gehalte in ppm.
Symbole: □ : mittelkörniger Granit
● : Granophyr
▲ : Rhyolith
◆ : porphyrische Randproben

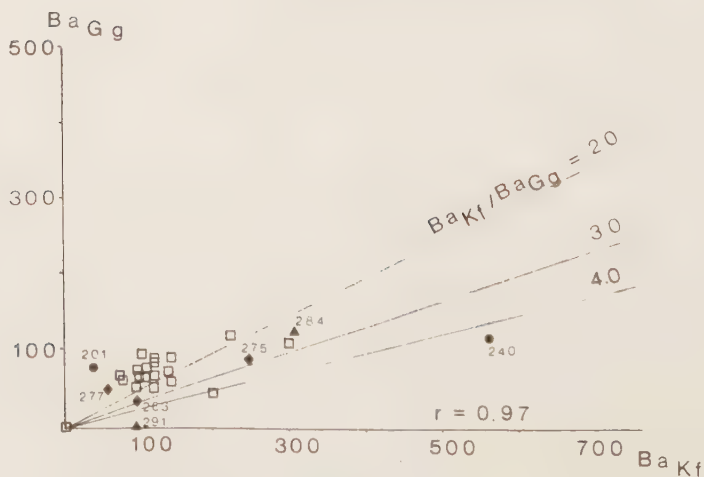


Abb. 27: Die Ba-Gehalte der Alkalifeldspäte (Kf) gegen die Ba-Gehalte im Gesamtgestein (Gg). - Gehalte in ppm.
Symbole siehe Abb. 26 .

Die Ba-Gehalte der Gesamtgesteine und der von ihnen abgetrennten Alkalifeldspäte wurden in Abb. 27 eingetragen. Die Ba_{Kf}/Ba_{Gg} -Verteilungskoeffizienten variieren in viel stärkerem Maße als die Rb_{Kf}/Rb_{Gg} -Verhältnisse. Trotzdem zeigen die 27 Proben bei 99 % Aussagesicherheit einen linearen Zusammenhang an ($r = 0.97$).

Vergleicht man die Gehalte von K im Alkalifeldspat gegen diejenigen im Gesamtgestein, so stellt man fest, daß zwar alle Probenpunkte ähnliche Verteilungskoeffizienten aufweisen ($2.0 \leq K_{Kf}/K_{Gg} \leq 3.0$), aber der lineare Zusammenhang der 27 Punkte ($r = 0.33$) bei 95 % Sicherheit nicht signifikant ist.

Der Vergleich der Na-, Ca- und Sr-Werte ergibt jeweils ein großes Streufeld, das keine klaren Aussagen über die Zusammenhänge Gesamtgestein - Alkalifeldspat zuläßt.

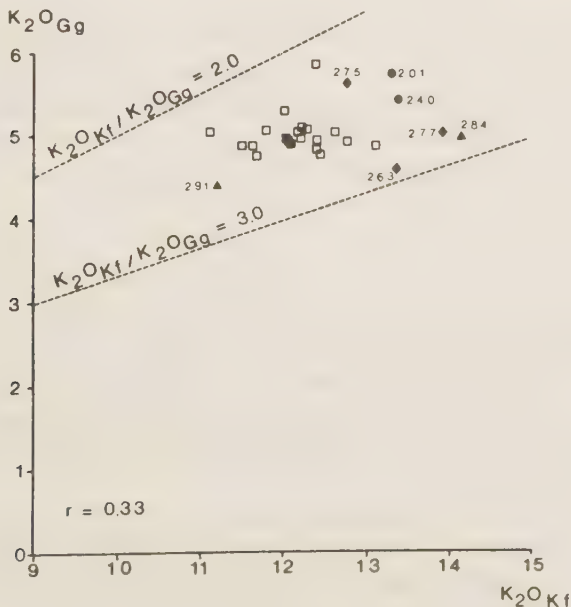


Abb. 28: Die K_2O -Gehalte der Alkalifeldspäte (Kf) gegen die K_2O -Gehalte im Gesamtgestein (Gg). - Gehalte in Gew.-%. - Symbole siehe Abb. 26 .

7.3.3 Bestimmung der Gitterparameter:

7.3.3.1 Guinier-Aufnahmetechnik und Auswertung:

Die Röntgenaufnahmen der Alkalifeldspäte wurden mit einer AEG-Guinier-Jagodzinski-Kamera - unter Verwendung der $\text{CuK}_{\alpha 1}$ -Strahlung - aufgenommen. Als innerer Standard wurde dem Feldspatpulver reines Silizium ($a = 5.43309 \text{ \AA}$) beigemischt. Die genaue Linienlage ist mit Hilfe eines Photometers ausgemessen worden, das mit einem Glasmeßstab gekoppelt war. Die Meßgenauigkeit lag bei $\pm 0.005 \text{ mm}$, das entspricht 0.0025° bei 2θ -Werten. Als Linienlagen wurden die Stellen der größten Schwärzung auf den Film (= stärkster Ausschlag des Photometers) festgelegt und am Glasmeßstab in mm abgelesen.

Mit Hilfe des JAGOKOR-Programms (KROLL, 1968, Inst. Min. Univ. Münster) wurden die Positionen der Reflexe anhand der ersten drei Siliziumlinien mittels Polygonzug korrigiert. Konnten mindestens 16 Reflexe eindeutig zugeordnet werden, erfolgte eine Gitterparameterverfeinerung. Dazu diente das LCLSQ-Programm von BURNHAM (1962), das die least-square-Methode verwendet.

Das Programm PUDI, das alle möglichen Reflexe und deren 2θ -Werte auf der Grundlage der ermittelten Gitterkonstanten errechnet, wurde nachgeschaltet. Reflexe, die sich anfangs nicht eindeutig indizieren ließen, konnten so sicher zugeordnet werden. Ein nochmaliger Lauf des LCLSQ-Programms mit der erhöhten Linienanzahl führte meist zu den endgültigen Gitterparametern.

Kriterium für die Indizierung als Mikroklin waren das Vorhandensein der Linienpaare (130) und $(\bar{1}30)$, (131) und $(\bar{1}\bar{3}1)$ sowie $(13\bar{2})$ und $(\bar{1}32)$. In einigen Fällen ergaben sich Schwierigkeiten (vgl. Abb. 30).

Die ermittelten Gitterparameter, Zellvolumen usw. sind im Anhang in der Tab. H aufgelistet.

Das Zellvolumen sowie der statistische Fehler der Volumenberechnung (ein Maß für die Meßgenauigkeit) sind explizit aufgeführt. Die Maximalwerte der Standardabweichungen sind jeweils $0.003 \text{ \AA}$ für a, b und c.

7.3.3.2 Diffraktometeraufnahmen:

In Abb. 29 sind 4 ausgewählte Ausschnitte von Diffraktometeraufnahmen gegenübergestellt, die die Variation der Alkalifeldspäte zeigen. Die Veränderung von Orthoklas im Osten zu Mikroklin im Westen ist dargestellt an Hand der Aufspaltung der Linie (131) zu dem Linienpaar (131) und ($\bar{1}\bar{3}1$).

Aufnahmen von Mikroklinen sind in Abb. a und b aufgezichnet. Die Abb. b weist im Vergleich zur Abb. a eine geringere Triklinität und einen höheren Orthoklasanteil im Phasengemisch auf.

In Abb. c und d handelt es sich um Orthoklase, wobei der Erstere durch eine stärkere Linienverbreiterung charakterisiert ist.

Geht man vom homogenen Orthoklas aus (Abb. 29 d), so sind die Alkalifeldspäte in Abb. c, b und a durch die sukzessive Zunahme der triklinen Domänen, sowie ihrer Triklinität und durch die Abnahme von Bereichen aus röntgenographisch monoklinem Kalifeldspat gekennzeichnet.

In Abb. 30 wurden beispielhaft zwei Ausschnitte aus Diffraktometeraufnahmen ausgewählt, um die Besonderheiten der (131)-(131) Linienaufspaltung darzustellen. Die einzelnen Peaks des Orthoklases und der Mikroklinphasen bauen ein Plateau auf, das eine Unterscheidung in diskrete trikline Phasen bzw. in Orthoklas unmöglich macht.

Auch bei den entsprechenden Guinieraufnahmen lassen sich keine diskreten Peaks ausmessen.

Westen

Osten

21205

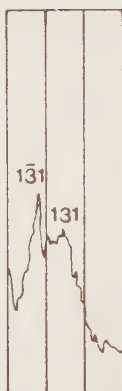
21219

21225

21232



a.



b.



c.



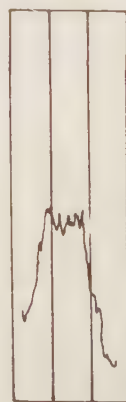
d.

Abb. 29 a, b, c und d: Übergang vom monoklinen Alkalifeldspat im Osten (d) zu Mikroklin im Westen (a) im mittelkörnigen Kagenfels Granit, dargestellt anhand der Aufspaltung des Orthoklas-Reflexes (131) in die Mikroklinreflexe (131) und ($\bar{1}\bar{3}1$). Ausschnitt der Diffraktometeraufnahme: $29^\circ \leq 2\theta \leq 30.5^\circ$

21204

21214

Abb. 30: Ausschnitte von Diffraktometeraufnahmen ($29^\circ \leq 2\theta \leq 30.5^\circ$) zweier ausgewählter Alkalifeldspat-Körnerpräparate. Der (131)-Orthoklas-Reflex und die triklinen Reflexe (131) und ($\bar{1}\bar{3}1$) "verschmelzen" zu einem Reflex-Plateau. Die Bestimmung der genauen Linienlagen ist nicht möglich.



Praktisch ist in allen Proben ein monokliner Anteil unterschiedlichen Ausmaßes enthalten. Beispielsweise ist weder in der Diffraktometeraufnahme (Abb. 29 a) noch auf dem Röntgenfilm des Feldspatkonzentrates 21205 ein (131) Or-Reflex aufgezeichnet. Trotzdem ließ sich ein einzeln herauspräpariertes Alkalifeldspatkorn (21205/1) eindeutig als Orthoklas indizieren.

9.3.3.3 Die Reflexe (060) und ($\bar{2}$ 04):

=====

In Abb. 31 wurden die korrigierten 2 Θ -Werte der (060)-Reflexe mit den zugehörigen 2 Θ -Werten des ($\bar{2}$ 04)-Reflexes, (bei Verwendung der Cu $K\alpha_1$ -Strahlung) eingetragen.

Die kleine Nebenfigur zeigt die drei vollständigen Serien der Alkalifeldspäte (stark vereinfacht, entnommen aus WRIGHT und STEWART, 1968) und den Bereich, der in der Hauptfigur vergrößert dargestellt wurde.

Die darstellenden Punkte sind entsprechend der vorherrschenden Phasen in den Proben eingetragen.

Zum Vergleich sind Literaturwerte aus STEWART und WRIGHT (1974) beigelegt.

Folgende Aussagen sind hervorzuheben:

- 1) Das Streufeld der darstellenden Punkte ist wegen der weitgehenden Entmischung relativ schmal und bildet ein Band zwischen der Mikroklin- und der Orthoklasserie aus.
- 2) Keiner der Punkte fällt in den Bereich zwischen der Orthoklas- und Sanidinserie.
- 3) Nur verhältnismäßig wenige Proben reichen bis an die Orthoklasgerade heran.
- 4) Der maximale Mikroklinzustand wird nicht erreicht.

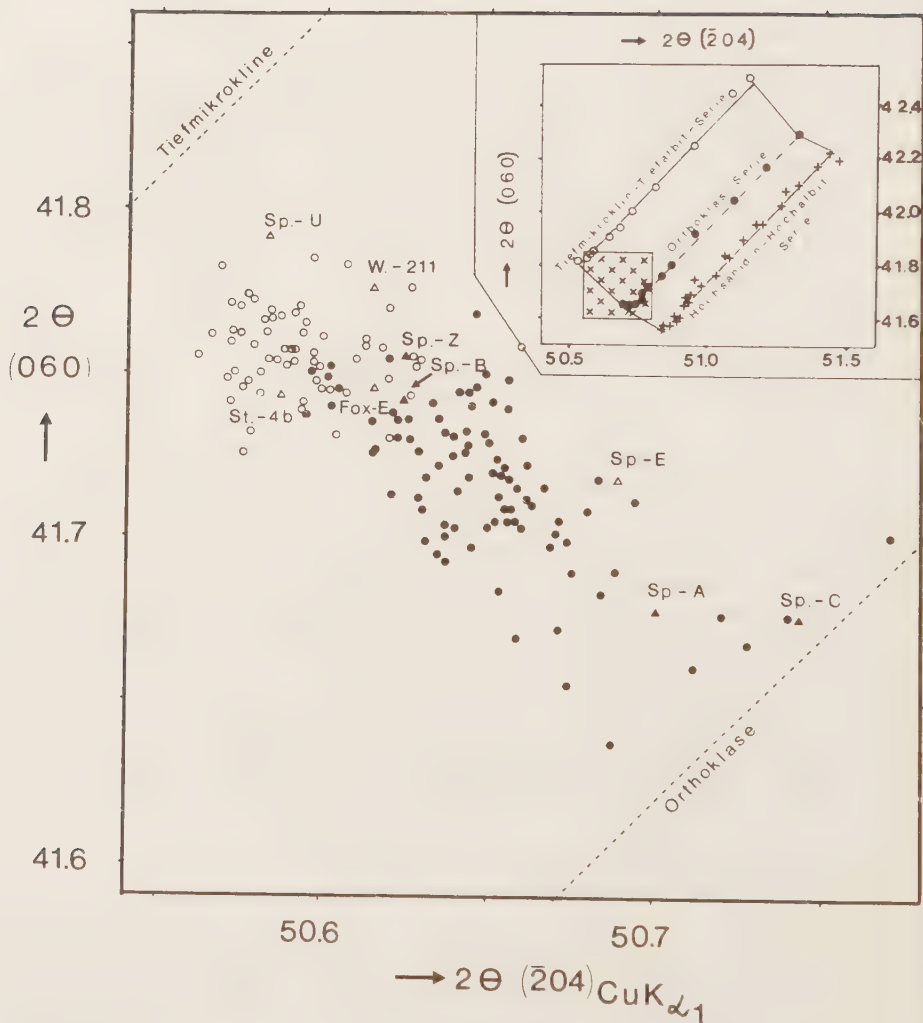


Abb. 31: Beobachtete 2θ -Werte des (060)-Reflexes aufgetragen gegen diejenigen des $(\bar{2}04)$ -Reflexes.

Diagramm nach WRIGHT (1968).

○ : Mikrokline } nach den Kriterien in Kap. 7.3.3.1,
 ● : Orthoklase } Absatz 4

Zum Vergleich wurden Alkalifeldspäte (Mikrokline: Δ, Orthoklase: ▲) aus STEWART und WRIGHT (1974) eingetragen:

Fox.-E : FOX u. MOORE E

Sp.-A, B, C, E, U, Z : SPENCER A, B, C, E, U, Z

St.-4b : STEWART 4 b

W.-211 : WRIGHT 211

7.3.3.4 Die Berechnung des Or-Gehalts aus dem Zellvolumen: =====

Die Zusammensetzung von K-Feldspat kann aus dem Zellvolumen errechnet werden. STEWART und WRIGHT (1974) stellten folgende Formel empirisch auf:

$$\text{Or (Mol.-%)} = \frac{0.2962 - \sqrt{0.95313 - 0.0013 V}}{0.18062} \quad \text{mit } V \text{ in } \text{\AA}^3$$

Die berechneten Or-Gehalte werden in Tab. H wiedergegeben. Das Zellvolumen wird vom Grade der Al-Si-Ordnung schwach beeinflusst (KROLL und RIBBE, in RIBBE, 1983). Für die hier vorliegenden nahezu reinen K-Feldspäte ist der Einfluß aber vernachlässigbar klein (BAMBAUER und BERNOTAT, 1982, S.197). In Abb. 32 sind die chemisch-analysierten Or-Gehalte gegen die Or-Gehalte (kalk), berechnet aus dem Zellvolumen, aufgetragen. Wenn keine Entmischung im Alkalifeldspat aufträte, dann müßten alle Punkte die gleichen Gehalte an Or_{chem} und Or_{kalk} aufweisen und auf der Winkelhalbierenden zu liegen kommen. Die Zunahme des Or_{kalk} -Gehaltes ist bei isochemischen Bedingungen (d. h. keine Änderung der Alkalifeldspat-Zusammensetzung) ein Maß für den Grad der Entmischung. Die bearbeiteten Feldspäte sind weitgehend entmischt. Die Zunahme der Or-Komponente schwankt zwischen 7 und 33 %. Die Feldspäte aus den mittelkörnigen Proben zeigen im Mittel eine stärkere Entmischung auf, als die der porphyrischen Gesteinstypen (Randfazies). Als Grenze zwischen den beiden läßt sich etwa die Gerade $\text{Or}_k = \text{Or}_{\text{ch}} + 20 \%$ festlegen. Der Alkalifeldspat der Rhyolithprobe 21284 (aus dem Steinbruch Eftermatten) weist die geringste Entmischung aller untersuchten Proben auf, während der Feldspat der Rhyolithprobe 21291 zu den am stärksten entmischten zählt.

Trotz einiger widersprüchlicher Probenlagen läßt sich ableiten, daß die Entmischung umso geringer ist, je größer die Abkühlungsgeschwindigkeit ist. Dieser Schluß setzt voraus, daß mit der Temperaturabnahme der H_2O -Druck sinkt.

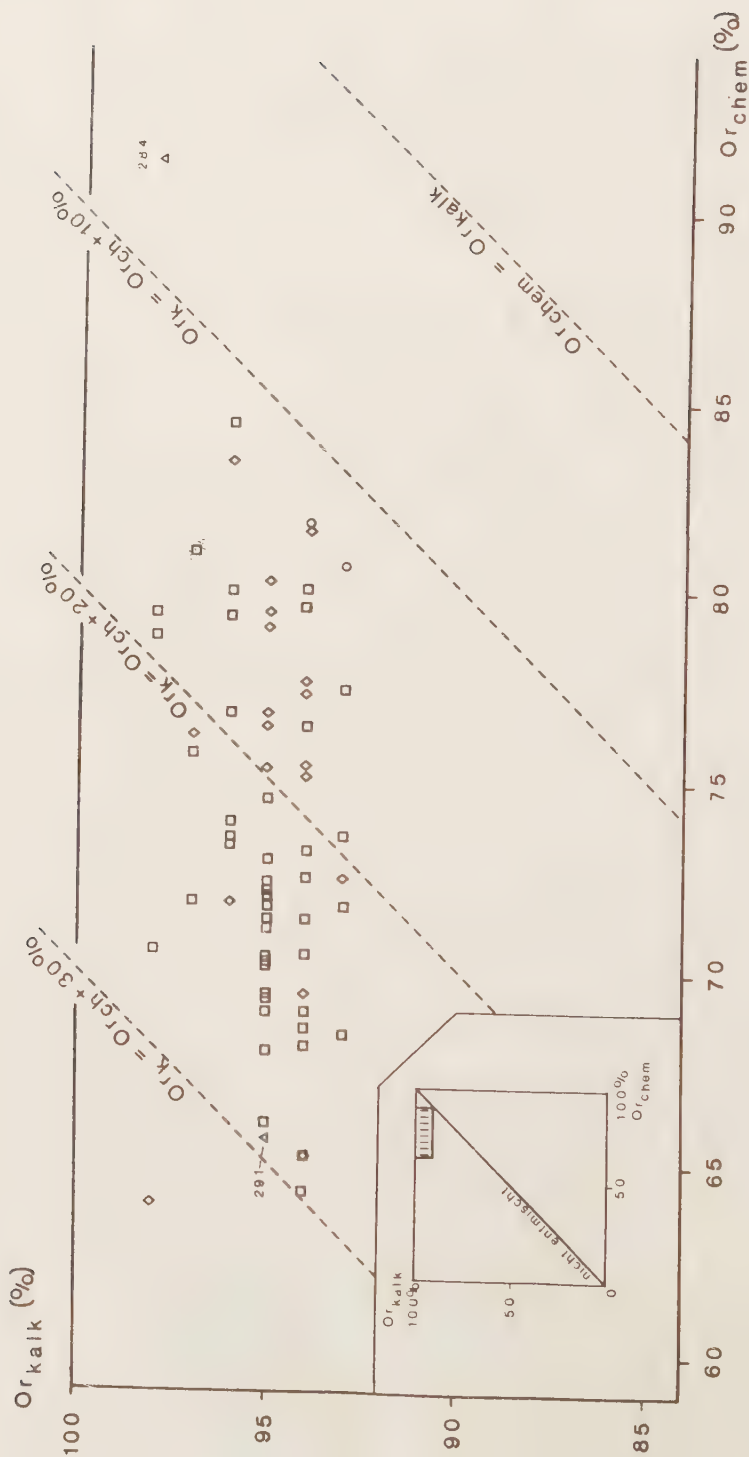


Abb. 32: Vergleich der Or-Gehalte (kalk), ermittelt aus den Gitterkonstanten, mit den Or-Gehalte (chem), errechnet aus der chemischen Analyse (beide in Mol.-%). - Symbole siehe Abb. 8.

Die Perthitadern im Kern von Alkalifeldspäten sind oft größer als in den randlichen Bezirken. Dies legt die Vermutung nahe, daß nachträgliche Veränderungen des Alkalifeldspat-Chemismus durch Ionenaustausch stattfanden. Die Abfuhr von Na und Zufuhr von K bewirkt eine Zunahme der Or_{chem} -Gehalte. Nimmt man an, daß alle Alkalifeldspäte aus dem mittelkörnigen Granit einen Anfangswert von Or_{65} hatten, so weist die Zunahme der Or_{chem} -Gehalte darauf hin, wie intensiv der Ionenaustausch erfolgte. Dies würde die breite Streuung der mittelkörnigen Proben erklären.

Einer Zunahme der Intrusionstemperaturen vom mittelkörnigen Granit über Granophyr zu Rhyolith (vgl. Kap. 6.1) entspricht die Zunahme der Or_{chem} -Gehalte (unter Vernachlässigung der Rhyolithprobe 21291). Dieses Verhalten steht im krassen Widerspruch zu allen bisherigen Erkenntnissen. Die Zwei-Feldspat-Thermometer beispielsweise gründen darauf, je mehr Na (d. h. weniger K) im Alkalifeldspat eingebaut ist (bei konstant gehaltenem Albitmolenbruch der Plagioklasse), desto höher war ihre Bildungstemperatur (vgl. BROWN und PARSONS, 1981). Auch dies ist ein Hinweis darauf, daß das ursprüngliche K/Na-Verhältnis der Alkalifeldspäte oftmals nicht mehr vorliegt.

Eine Beziehung zwischen der Triklinisierung der Alkalifeldspäte und den Or_{kalk} -Werten konnte nicht gefunden werden.

7.3.3.5 Δa = Maß für gestreßte Feldspäte:

Die Gitterkonstante a ist im wesentlichen vom K/Na-Verhältnis abhängig. Trotzdem läßt sie sich als Indikator für die chemische Zusammensetzung nur unzureichend verwenden. Die Ursache liegt darin, daß viele Feldspäte gestreßt sind. Der Grad der Beanspruchung Δa wird nach STEWART u. WRIGHT (1974, S. 362 f) definiert als:

$$\Delta a = a_{\text{obs}} - a_{\text{est}}$$

wobei a_{obs} = berechnetes a der
Gitterverfeinerung
 a_{est} = geschätztes a, aus
dem b-c-Diagramm

Modifiziert wurde diese Methode durch die Einführung folgender Regressionsgerade von BERNOTAT (1982):

$$a_{\text{est}} = 8.634 - \sqrt{(11.437 - 0.12226 b c)}$$

Δa -Werte von ± 0.05 A sind als normal anzusehen. Erst bei Werten, die darüber hinausgehen, spricht man von gestreuten Feldspäten. Kalireiche Phasen haben gewöhnlich positive Differenzen, natriumreiche Phasen in Perthiten negative Δa -Werte.

7.3.3.5.1 Δa der Alkalifeldspäte:

Mit Ausnahme von fünf Proben (21290b, 21290i/1, 21336, 21337 und 21338) liegen alle ermittelten Δa -Werte ($n=165$) innerhalb der "normalen" Spannbreite. Man kann daraus schließen, daß die Alkalifeldspäte des Kagenfels Granit-Komplexes, abgesehen von einzelnen lokalen Bereichen, nicht gestreut sind.

7.3.3.5.2 Δa der Perthitentmischungen:

Von 27 Albiten ergibt sich nur für die Probe 21201/1 ein Δa -Wert (-0.06) der knapp außerhalb der "normalen" Bandbreite liegt.

7.3.3.6 Die Al-Si-Ordnung der Feldspäte:

Das Aluminium ist im ungeordneten Feldspat auf vier Tetraederplätze $T_1(o)$, $T_1(m)$, $T_2(o)$ und $T_2(m)$ verteilt. Die Menge von Al auf den verschiedenen T-Plätzen kann bestimmt werden aus den Diagrammen bc und $\alpha * \gamma^*$ (STEWART u. RIBBE, 1969; STEWART u. WRIGHT, 1974), aus den b^*c^* - und $\alpha * \gamma^*$ -Diagrammen (SMITH, 1974) oder aus den sich wiederholenden Abständen $Tr [110]$ und $Tr [1\bar{1}0]$ in den $[110]$ - und $[1\bar{1}0]$ -Richtungen (KROLL, 1973).

Da alle diese Methoden auf den gleichen Annahmen bezüglich des Alkalifeldspatgitters basieren, existieren keine grundlegenden Unterschiede zwischen ihnen und führen fast immer zum gleichen Ergebnis (SMITH, 1974; BAMBAUER u. BERNOTAT, 1982, S. 204).

Die hier angewandte Methode ist von STEWART u. RIBBE (1969) und STEWART u. WRIGHT (1974) entwickelt worden.

Aus dem b-c-Diagramm läßt sich der $(t_{1o} + t_{1m})$ -Wert ablesen, aus dem $\alpha^* - \gamma^*$ -Diagramm schließt man auf den $(t_{1o} - t_{1m})$ -Wert. Aus beiden Größen ermittelt man die Besetzungswahrscheinlichkeiten für die 4 verschiedenen Tetraederplätze mit der Gleichung $t_{1o} + t_{1m} + 2t_2 = 1.0$.

Zur genauen rechnerischen Bestimmung der $(t_{1o} + t_{1m})$ -Summen sowie der $(t_{1o} - t_{1m})$ -Werte - wie sie in den Tabellen aufgeführt sind - wurden die Gleichungen (1), (2) und (3) (S. 62) herangezogen.

Die Anwendungsmöglichkeiten dieser Methode, wie auch die Beschränkungen, faßte STEWART (1975) zusammen.

7.3.3.6.1 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte:

7.3.3.6.1.1 Die b-c-Darstellung:

Die verfeinerten Einheitszellenparameter der untersuchten Proben wurden in ein b-c-Diagramm eingetragen (Abb. 33), um die Variation des strukturellen Zustandes zu illustrieren.

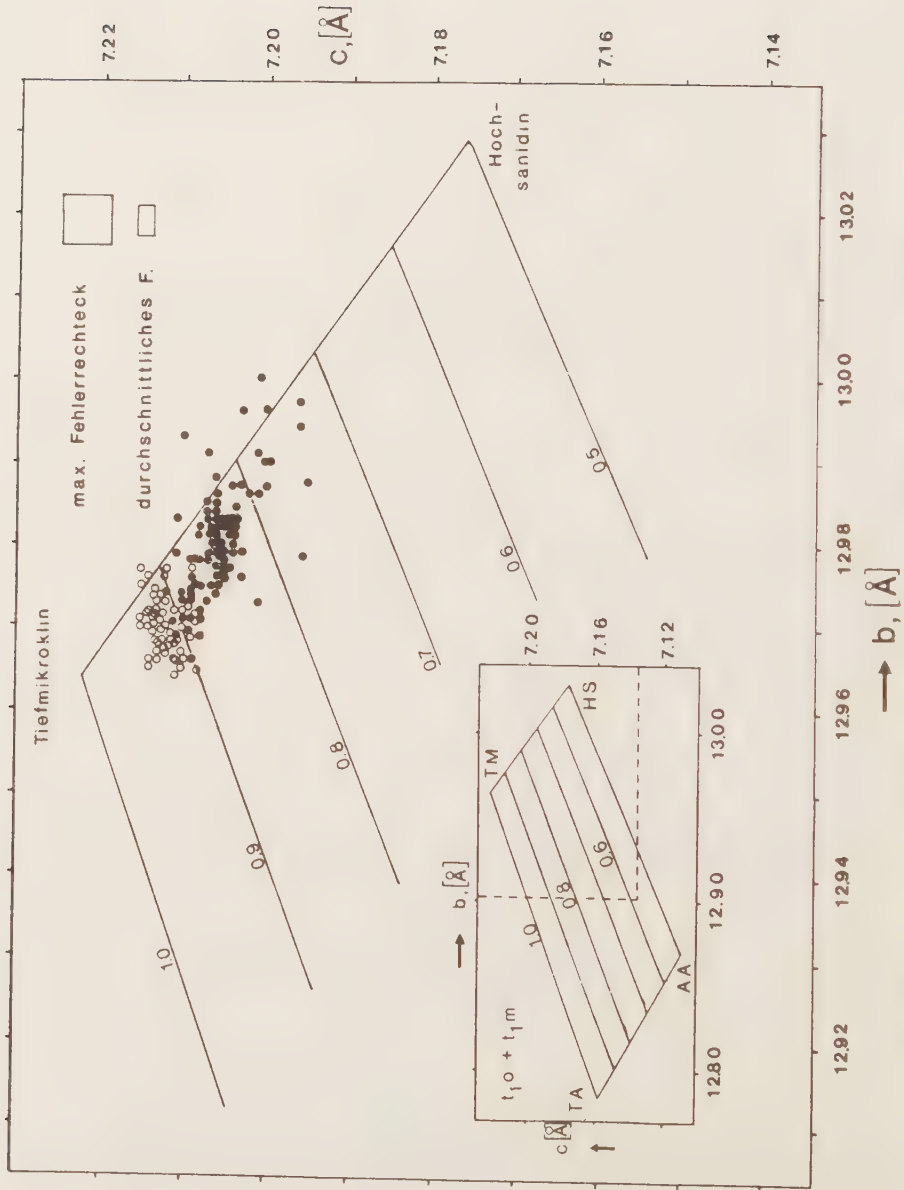


Abb. 33: Lage der Alkalifeldspäte des Kagenfels Granits im b-c-Diagramm (nach STEWART u. WRIGHT, 1974)

Aus Abb. 33 läßt sich entnehmen:

- a. Tiefmikrokline ($t_{10} + t_{1m} = 0.95$) treten nicht auf.
- b. Die ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen der triklinen Phasen schwanken zwischen 0.94 und 0.88.
- c. Die monoklinen Phasen erreichen maximal 0.92 und nehmen bis zu 0.74 ab.

7.3.3.6.1.2 Das α^* - γ^* -Diagramm:

Im α^* - γ^* -Diagramm (Abb. 34) sind alle triklinen Alkalifeldspäte eingetragen. Die Orthoklase fallen gemeinsam auf den monoklinen Eckpunkt.

Wie aus der Abb. 34 zu ersehen ist, schwanken die ($t_{10}-t_{1m}$)-Werte zwischen 0.05 und 0.83. Reine Tiefmikrokline kommen nicht vor. Die Proben lassen sich in 5 Gruppen einteilen, die durch unterschiedlich große Lücken voneinander getrennt sind. Eine Systematik innerhalb der Gruppen und zwischen den einzelnen Gruppen liegt nicht vor. In jeder einzelnen Gruppe findet man Alkalifeldspäte aus mittelkörnigen Graniten, aus porphyrischen Randproben, aus Rhyolithen der Gangmitte und des Gangrandes.

Die Anordnung der Mikrokline in Gruppen durch Fehler im meßtechnischen Bereich kann aus folgenden Gründen ausgeschlossen werden:

- a) Beim Ausmessen von Reflexpositionen geht der Meßfehler statistisch in die 2 σ -Werte ein.
- b) Der Einfluß von Linienüberlagerungen durch andere Minerale (Plagioklas und Quarz) kann wegen sorgfältiger Reflexauswahl ausgeschlossen werden.

Da die Gruppierung offensichtlich nicht zufällig ist, kann man vermuten, daß bevorzugte Zwischenstadien angestrebt werden.

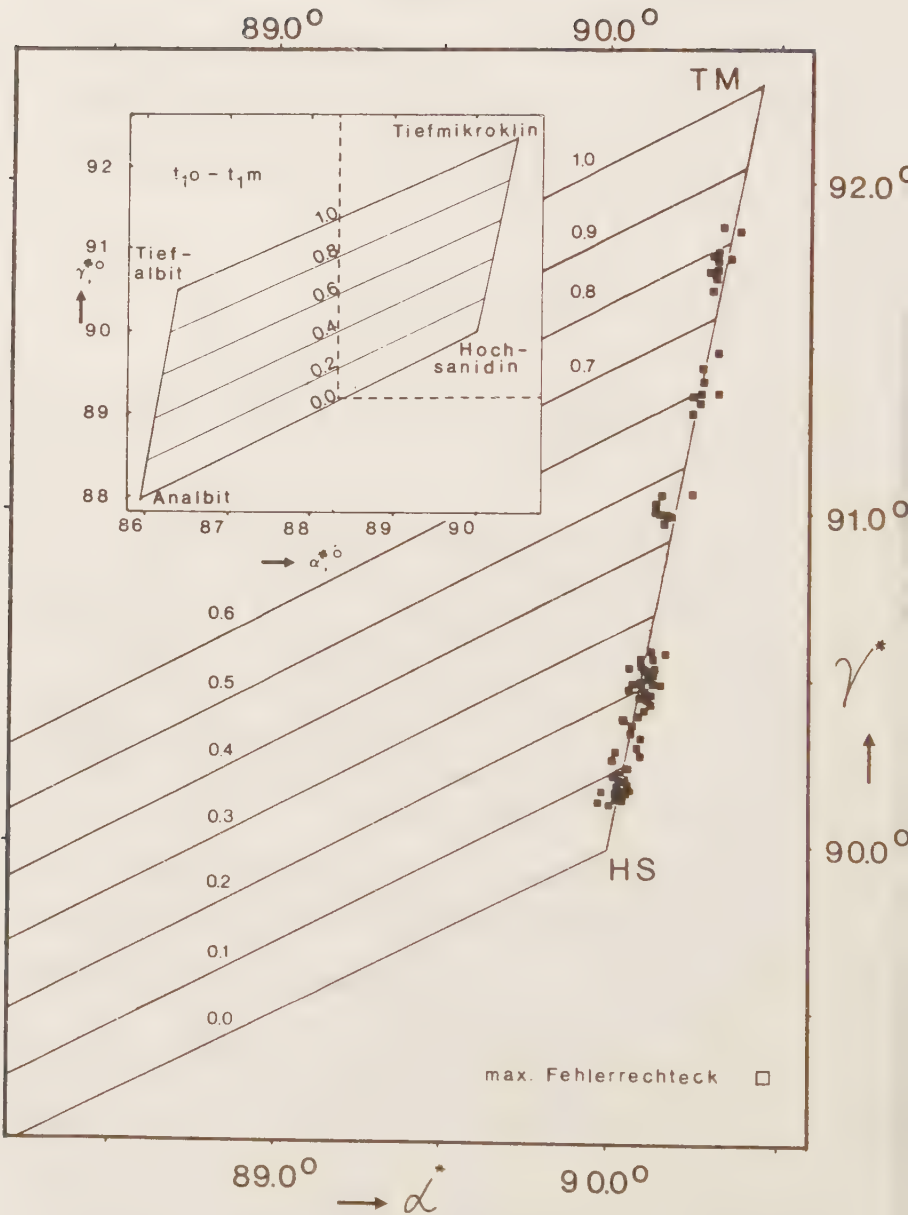


Abb. 34: Die Lage der triklinen Alkalifeldspäte des Kagenfels Granits im $\alpha^* - \gamma^*$ - Diagramm von STEWART u. WRIGHT (1974)

7.3.3.6.1.3 Die regionale Verteilung der Al-Si-Ordnung

der Alkalifeldspäte im Kagenfels Granitkörper:

In Abb. 35 fanden nur solche Daten Zugang, die entweder aus Alkalifeldspatkonzentraten oder durch Grundmasseaufnahmen gewonnen wurden. Grundmasseaufnahmen bedeutet, daß das Gesteinspulver geröntgt wurde. Dies war immer dann notwendig, wenn die Einsprenglinge in den Gesteinsproben nicht vorhanden oder zu klein waren, um separiert zu werden. Diese Methode konnte angewendet werden, weil erstens die mafischen Minerale untergeordnet (≈ 2 Vol.-%) auftreten und zweitens ließen sich die Alkalifeldspat-Reflexe von den Plagioklas- und Quarzreflexen ausreichend klar abgrenzen.

Einzelkornuntersuchungen wurden in dieser Darstellung nicht berücksichtigt.

Die Abbildung bestätigt im groben die Zunahme der Triklinität der Alkalifeldspäte von Osten nach Westen, wie sie PROPACH (1971) feststellte.

Am Ostende des mittelkörnigen Hauptganges sind monokline Strukturen, im Westen dagegen Mikrokline vorherrschend. Die Probe (21)320 enthält etwa zu gleichen Teilen Orthoklas- und Mikroklin-Phasen (vgl. auch Abb. 37a und b) und bildet die Grenze zwischen den Verbreitungsgebieten der beiden Alkalifeldspatphasen.

Tendenziell überwiegt die Orthoklasphase in den Proben der Randfazies. Die Randproben (21)217, (21)220, (21)266, (21)268, (21)277 und (21)308 bilden die Ausnahmen. Abgesehen von der Probe (21)308 liegen die Proben westlich der "Phasengrenze", sowohl im nördlichen, als auch im südlichen Randbereich.

Auffallend ist, daß die Grundmassealkalifeldspäte im südlichen rhyolithischen Ausläufer des Kagenfels Granits Mikrokline sind und entgegen den Erwartungen auch als Einsprenglinge kein Sanidin röntgenographisch nachgewiesen werden konnte.

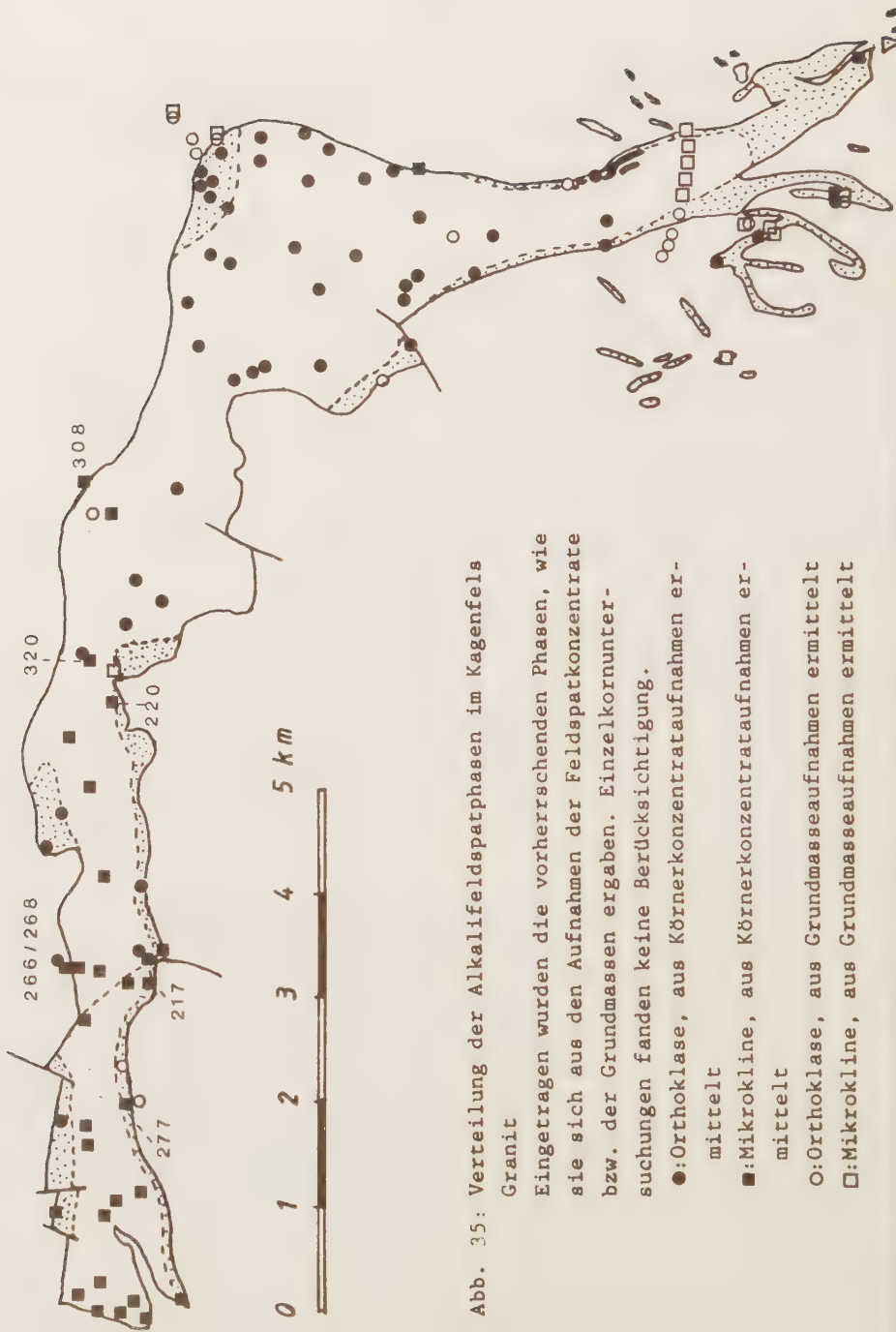


Abb. 35: Verteilung der Alkalifeldspatphasen im Kagenfels

Granit

Eingetragen wurden die vorherrschenden Phasen, wie sie sich aus den Aufnahmen der Feldspatkonzentrate bzw. der Grundmassen ergaben. Einzelkornuntersuchungen fanden keine Berücksichtigung.

●: Orthoklase, aus Körnerkonzentrataufnahmen ermittelt

■: Mikrokline, aus Körnerkonzentrataufnahmen ermittelt

○: Orthoklase, aus Grundmassenaufnahmen ermittelt

□: Mikrokline, aus Grundmassenaufnahmen ermittelt

7.3.3.6.1.4 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte entlang

eines Längsprofils durch den Kagenfels Granit:

In der Abb. 36 sind die Ordnungsgrade der Alkalifeldspäte gegen die Projektion der Probenfundpunkte auf die Gerade Ost-West-SSO (siehe Nebenfigur) aufgetragen. Auffällig ist die Streubreite der $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen unabhängig vom Gesteinstyp.

In die Abb. 37 a wurde ebenfalls der Verlauf der $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen durch den gesamten Gesteinskörper - einschließlich der Rhyolithe - eingetragen. Die Abb. 37 b enthält die $(t_{10} - t_{1m})$ -Werte. Im Gegensatz zur Abb. 36 wurden nur Fundpunkte eingetragen, die etwa in der Mitte des Gesteinskörpers liegen. Der Verlauf der Alkalifeldspat-Ordnung wird dadurch offensichtlicher. Die Abstände der Proben entlang der Abszisse sind nicht maßstabsgetreu wiedergegeben. Die Zahlen entsprechen den letzten drei Ziffern der Probennummer.

Die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen der Mikrokline pendeln zwischen 0.91 und 0.93.

Die Probe 21320 hat etwa äquivalente Mengen an triklinen und monoklinen Bereichen. Beide wurden ausgewertet und eingetragen. Westlich dieses Fundpunktes überwiegen die Mikrokline, östlich davon nehmen die triklinen Anteile rapide ab, die Orthoklase herrschen vor. Ihre $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen nehmen fortschreitend von 0.88 auf 0.82 ab.

Auffällig ist der Sprung im Profilverlauf zur Probe 21304 (0.78). Ab diesem Punkt steigen die Summen nach Süden sukzessiv wieder an. Während es sich bei den Proben 21304 (mittelkörniger Granit) und 21201 (Granophyr) noch um Orthoklase handelt, sind in den beiden letzten Proben (Rhyolithe) die triklinen Phasen betont.

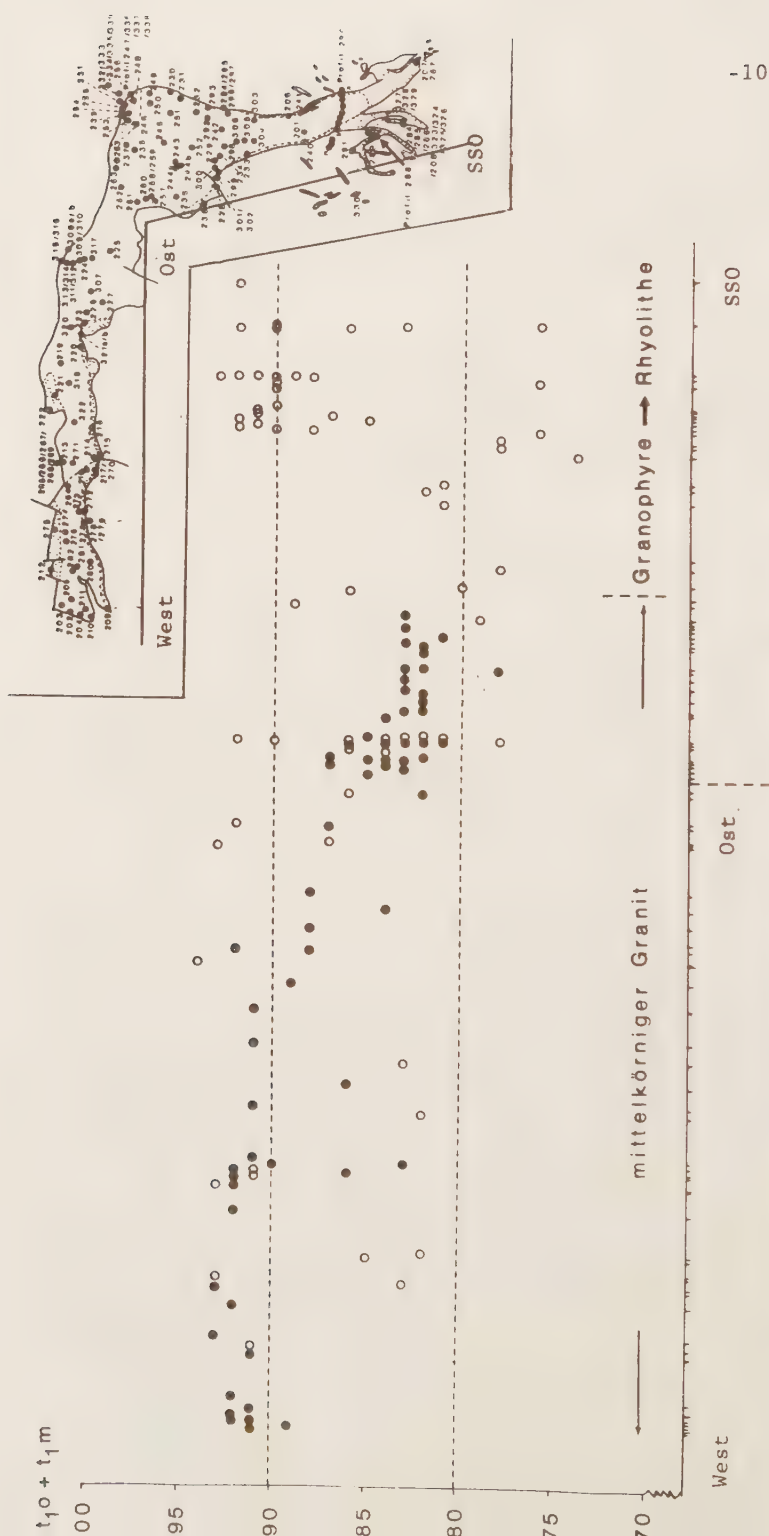


Abb. 36: Die Ordnung der Alkalifeldspäte im Kagenfels Granit einschließlich Granophyre und Rhyolithe entlang einer Projektion der Fundpunkte auf die Gerade West-Ost-SSO.

● : mittelkörnige Proben

O : a) dichte bis feinkörnige Randproben

b) orangefarbene und rhyolitische Proben

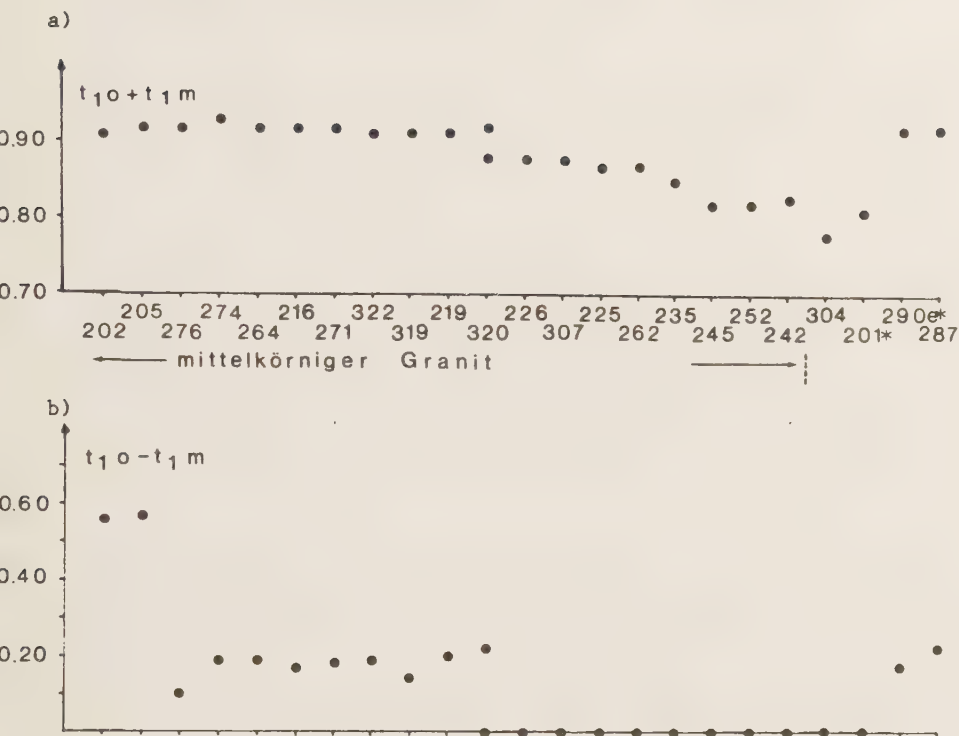


Abb. 37a u. b: Die Verteilung der $(t_{1o} + t_{1m})$ -Summen und der $(t_{1o} - t_{1m})$ -Werte entlang eines Längsprofils durch den Kagenfels Granit einschließlich dem rhyolithischen Ausläufer.

Die Zahlen entlang der Abszisse entsprechen den letzten drei Ziffern der Probennummer. Die Abstände auf der Abszisse sind nicht maßstabsgetreu.

* Bei der Probe (21)201 und (21)290e handelt es sich - im Gegensatz zu den übrigen Körnerpräparaten - um Alkalifeldspäte der Grundmasse.

7.3.3.6.1.5 Die Al-Si-Ordnung in schmalen Gängen:

Die Ausführungen in den folgenden zwei Kapiteln betreffen, mit Ausnahme von 5 Proben aus dem Steinbruch von Eftermatten, Alkalifeldspäte der Grundmasse (s. Kap. 7.3.3.6.1.3, Absatz 1)

Die Abkühldauer von Magmen, die in Spalten intrudieren, ist im wesentlichen von der Gangbreite, der Intrusions- und der Nebengesteinstemperatur abhängig.

Berechnungen von WERNER ergeben bei einer Intrusionstemperatur von 750°C und einer Nebengesteinstemperatur von 30°C für einen 10 cm breiten Gang, daß die Temperatur in der Gangmitte innerhalb von 63 Minuten auf unter 340°C sinkt. (Unter 350°C ist die Kinetik für die Alkalifeldspat-Ordnung zu gering.)

In Tab. 9 sind 9 Proben aus schmalen Gängen gegenübergestellt, die die ursprüngliche Unordnung der Feldspäte bewahrt haben sollten. Dies setzt natürlich voraus, daß die Abkühlung auf 350°C in wenigen Minuten stattfand. Die Gefüge der untersuchten Proben sprechen jedoch oft dagegen.

Die rhyolithischen Gangproben 21336, 21337 und 21338 treten im Biotit-Granit vom Champ-du-Feu Nord auf. Sie sind zwischen 3 und 5 cm breit. Ihre Fundpunkte im Gelände sind weniger als 50 m voneinander entfernt und liegen in unmittelbarer Nachbarschaft des 9 m-breiten Rhyolithganges (21247 a-i). Nimmt man eine einaktige Füllung dieser Gänge an, so verwundert:

- a) das unterschiedliche Gefüge (2 x dicht, 1 x feinkörnig)
- b) das Vorherrschen von Mikroklin in der Probe 21336
- c) der unterschiedliche Ordnungsgrad der Orthoklase in den Proben 21337 (0.82) und 21338 (0.78).

Ein Zusammenhang zwischen der Gangbreite, dem Gefüge und der Alkalifeldspatphasen konnte nicht gefunden werden. Aus diesem Grunde und weil die Temperaturen von granitischen Magmen nicht stark voneinander abweichen, kann man annehmen, daß die Gänge zu unterschiedlichen Zeiten, d. h. bei unterschiedlichen Nebengesteinstemperaturen gefüllt wurden.

Proben	Gefüge	Gangbreite in cm	Nebengestein	Phase	($t_{10}+t_{1m}$)
feinkörnig-porphyrische Gänge:					
21306	feink.	3	mittelk. KG	Or	0.86
21312	feink.	3	mittelk. KG	Or	0.87
21321b	feink.	2.5	mittelk. KG	Mi	0.94
Einaktig gebildete, rhyolithische Gänge:					
21327	dicht	0.2	Steiger Schiefer	Or	0.76
21336	dicht	3	{ Granit mit Bio. vom Champ-du- Feu Nord	Mi	0.92
21337	dicht	5		Or	0.82
21338	feink.	4		Or	0.78
Zweiaktig gebildete, rhyolithische Gänge:					
21334	dicht bis kleink.	{ 4	{ Granit mit Bio. vom Champ-du- Feu Nord	Or	0.86
		}		Mi	0.90
21335	dicht bis kleink.	{ 4	{ Feu Nord	Or	0.84
		}		Or	0.84

Tab. 9: Vergleich von Grundmasseaufnahmen von Alkalifeldspäten in 3 feinkörnig-porphyrischen und 6 rhyolithischen Gängen.

Der Fundpunktabstand der Proben 21334 und 21335 beträgt 20 m. Sie wurden vermutlich durch eine zweiaktige Gangfüllung erzeugt. Die Gänge (4 cm breit) zeigen ein dichtes Gefüge in der Gangmitte und ein feinkörniges in den randlichen Bereichen. Ein scharfer Kontakt zwischen den Gefügebereichen fehlt. Die Alkalifeldspäte aus den dichten Bezirken beider Proben sind Orthoklase mit vergleichbaren Ordnungsgraden (0.84 bzw. 0.86). Während in der Probe 21335 kein Unterschied bei den Alkalifeldspäten des dichten und des feinkörnigen Bereiches feststellbar ist, herrschen in der Probe 21334 im feinkörnigen Teil die Mikrokline ($t_{10} + t_{1m} = 0.90$) vor.

Das identische Erscheinungsbild der beiden Proben spricht für eine gleichzeitige Bildung der Gänge, d. h. es lagen die gleichen Intrusions- und Nebengesteinstemperaturen vor. Das unterschiedliche Ordnungsverhalten der Alkalifeldspäte kann ich deshalb nicht begründen.

Die Rhyolithprobe 21327 zeigt einen Kontakt zum Steiger Schiefer. 0.5 cm vom Kontakt entfernt dominiert Mikroklin ($t_{10} + t_{1m} = 0.90$). Ein Teil des rhyolithischen Magmas bildete ein 2 mm breites Gängchen, das ca. 6 cm weit in den Steiger Schiefer reicht. Dort wurden Orthoklase mit einem Ordnungsgrad von 0.76 bestimmt. Man erkennt daraus, daß schon geringe Entfernungen (im cm-Bereich) große Änderungen der Alkalifeldspat-Ordnung bewirken können.

Drei feinkörnig-porphyrische Gänge im mittelkörnigen Kagenfelsgranit wurden untersucht (Tab. 9). In 2 Proben ist Orthoklas die dominierende Phase ($t_{10} + t_{1m} = 0.86$ bzw. 0.87). In Probe 21321b überwiegt dagegen die triklin Phase ($t_{10} + t_{1m} = 0.94$). Dies wird verständlich, wenn man den Querschnitt durch das Handstück (Abb. 38) betrachtet. Die feinkörnige Gangfüllung wird durch einen etwa 5 mm breiten Quarzgang in zwei Bereiche geteilt. Die Quarzausscheidung weist auf einen hydrothermalen Vorgang hin, die die Umwandlung ehemaliger Orthoklase zu Mikrokline ermöglichte.

Ein Vergleich der Orthoklase aus den feinkörnig-porphyrischen Gängen des mittelkörnigen Kagenfels Granits mit den Orthoklasen aus den rhyolitischen, einaktig gebildeten Gängen zeigt einen deutlichen Unterschied in der Alkalifeldspat-Ordnung. Die ersteren (0.86, 0.87) sind gegenüber den letzteren (0.76, 0.78, 0.82) auffallend erhöht. Daraus kann man folgern, daß sich die Bedingungen beim Erstarren im Nebengestein (Biotit-Granit vom Champ-du-Feu Nord und Steiger Schiefer) deutlich von denen im mittelkörnigen Kagenfels Granit unterschieden haben. Das würde wiederum bedeuten, daß die Alkalifeldspat-Ordnung in den schmalen Gängen in erster Linie abhängig ist von der Temperatur und der Größe des Gesteinskörpers in dem die Magmen intrudierten.

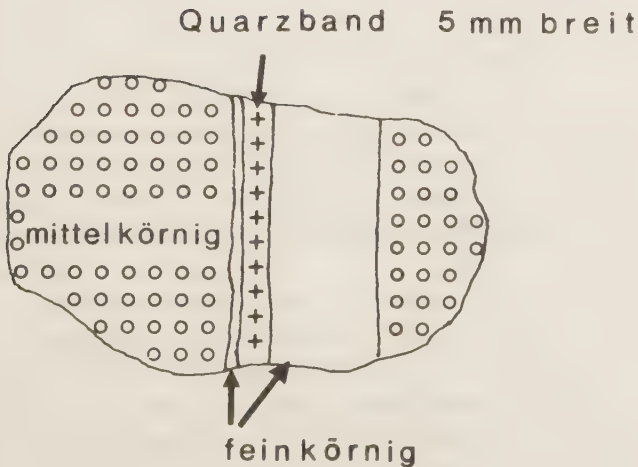


Abb. 38: Anschnitt des Handstücks 21321b

7.3.3.6.1.6 Die Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte

entlang verschiedener Profile:

Die Verteilung der Alkalifeldspatphasen wird entlang folgender Profile aufgezeigt:

- a) 21290 a - n (Abb. 39)
- b) 21288 a - p (Abb. 40)
- c) 21247 a - i (Abb. 41)
- d) Steinbruch von Eftermatten (Abb. 42)

Die Lage der Profile ist aus Abb. 2 ersichtlich.

Die Probenabstände entlang der Abszissen sind maßstabsgetreu wiedergegeben.

zu a) Das Profil 21290 a-n zeigt, trotz einer Länge von 1300 m, keine Gesetzmäßigkeit in der Al-Si-Ordnung. Unter gesetzmäßig verstehe ich hier, daß die Ordnung der Alkalifeldspäte in der Gangmitte am stärksten ausgeprägt ist und kontinuierlich zu beiden Kontakten hin geringer wird. In den vier Proben k, l, m und n treten in der Grundmasse Orthoklase ($0.74 \leq t_{10} + t_{1m} \leq 0.78$) auf, bei den übrigen Proben herrscht die triklin Phase vor ($0.87 \leq t_{10} + t_{1m} \leq 0.92$). Die Orthoklasreflexe der Proben a einschließlich i waren zahlenmäßig zu gering um aussagekräftige Gitterkonstanten zu erhalten.

Die Abb. 39 weist zwei Besonderheiten auf:

- plötzlicher Anstieg der Al-Si-Ordnung von der Probe k nach i
- Am Ostkontakt tritt keine Probe mit Orthoklasvorrherrschaft in der Grundmasse auf.

Man kann annehmen, daß in dem 1300 m breiten Gang alle Grundmassefeldspäte bei der Erstarrung eine einheitliche Wachstumsordnung von etwa 0.74 aufwiesen, wie dies die Probe 21290 n zeigt.

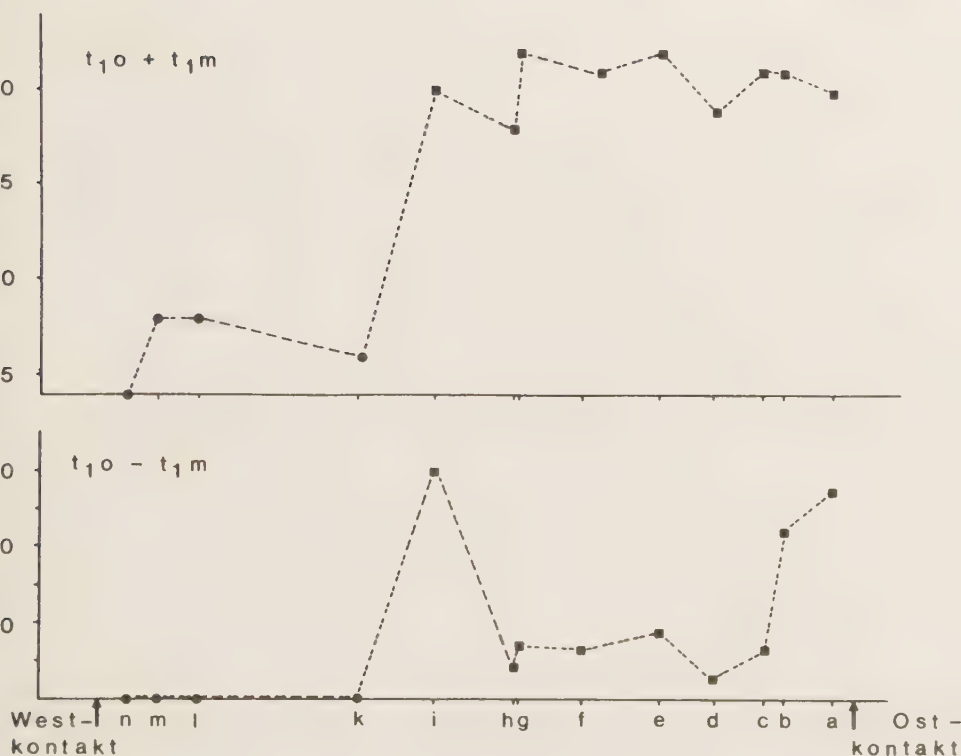


Abb.39: Die Verteilung der $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen (a) und der $(t_{10} - t_{1m})$ -Werte (b) von Grundmasse-Alkalifeldspäten entlang eines 1300 m langen Profils durch den rhyolithischen Südausläufer 21290 a-n.

Die Zunahme der Ordnung auf 0.92 im östlichen Teil kann vermutlich auf eine H_2O -Anreicherung im Dachgebiet zurückgeführt werden. Der Beschreibung von v. ELLER (1959) zufolge fällt nämlich der rhyolithische Hauptgang nach Osten unter das Nebengestein ein.

Die langsamere Abkühlung im Zentrum des Ganges spielt dagegen für die Ordnung der Alkalifeldspäte der Grundmasse keine Rolle.

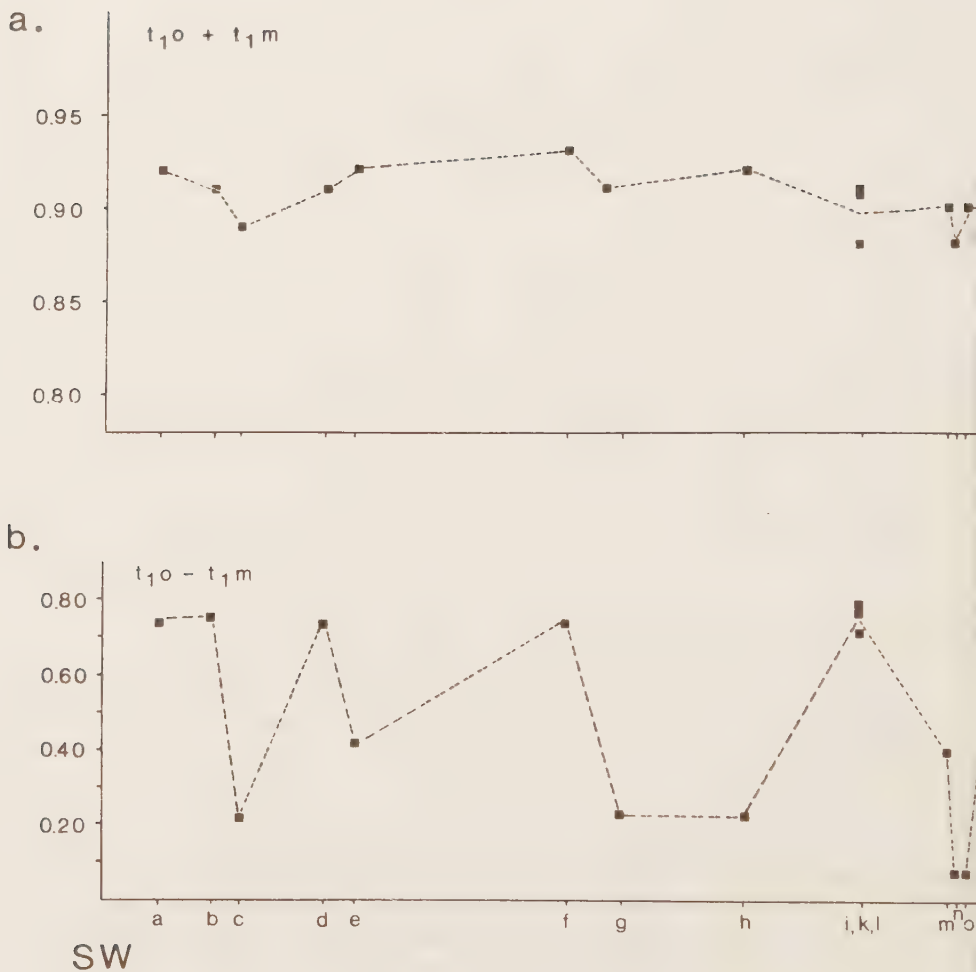


Abb. 40: Die Verteilung der ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen (a) und der ($t_{10} - t_{1m}$)-Werte (b) von Grundmasse-Alkalifeldspäten entlang einer 160 m langen Traverse durch rhyolithisches Gestein 21288 a-p.

- zu b) Die Traverse 21288 a-p hat eine Länge von 160 m. Charakteristisch für die Gesteine dieses Profils ist das Fehlen von Orthoklasen in der Grundmasse. Die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen pendeln um einen Mittelwert von 0.91 (Abb. 40). Diese uniforme Ordnung läßt einen Einfluß des Abkühlungsverlaufes nicht erkennen. Doch es ist zu vermuten, daß ein gleichmäßiger H_2O -Druck vorhanden war, der alle Grundmassealkalifeldspäte in ähnlichem Ausmaße mikroklinisierte.
- zu c) Im Profil 21247 a-i (rhyolithischer Gang von 9.3 m Breite) treten in der Grundmasse nur Orthoklase - mikroskopisch meist in Form von Sphärolithen - auf. Die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen schwanken zwischen 0.81 und 0.84 (Abb. 41). Der Vergleich mit den Alkalifeldspäten, die aus den schmalen Gängen (Probe 21336, 21337 und 21338) stammen und die in unmittelbarer Nähe gesammelt wurden, zeigt, daß sich kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Ordnung der Alkalifeldspäte und Abkühlungsdauer ableiten läßt (Kap. 7.3.3.6.1.5).
- zu d) Der Steinbruch von Eftermatten (Abb. 42, Profillänge: ca. 50 m, $n = 7$) ist gekennzeichnet durch das Auftreten von Orthoklasen ($0.83 \leq t_{10} + t_{1m} \leq 0.86$) im westlichen Bereich. Nach Osten hin werden sie durch Mikrokline ($0.90 \leq t_{10} + t_{1m} \leq 0.92$) abgelöst. Unmittelbar am östlichen Kontakt tritt wiederum Orthoklas (Ordnungsgrad: 0.76) auf. Ein 1.5 m breites Nebengesteinsband zwischen den Proben (21)286 und (21)326 hatte auf die Ordnung der Alkalifeldspäte keinen Einfluß (beide 0.90).

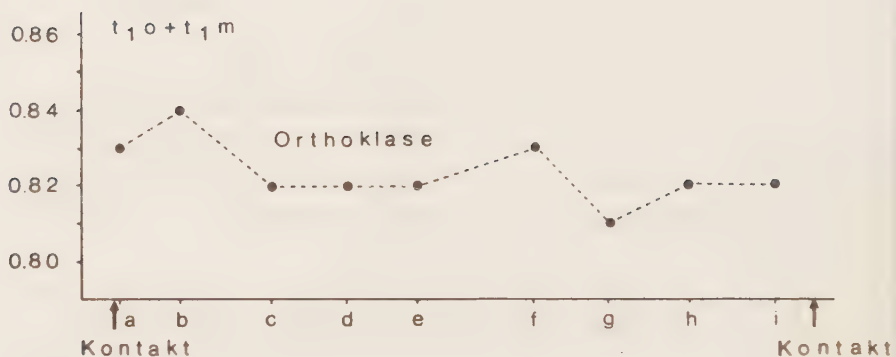


Abb. 41: Die Verteilung der $(t_{1o} + t_{1m})$ -Summen von Grundmasse-Alkalifeldspäten im 9 m breiten rhyolithischen Gangprofil 21247 a-i.

Zusammenfassend läßt sich folgern, daß für die steigende Al-Si-Ordnung der Alkalifeldspäte der Grundmasse in erster Linie eine H_2O -reiche Phase verantwortlich ist. Wie die obigen Ausführungen zeigen, läßt sich der Ordnungsvorgang in Alkalifeldspäten nicht mit einer Zunahme der Gangbreite und damit Verlängerung der Abkühlungsdauer in Zusammenhang bringen.

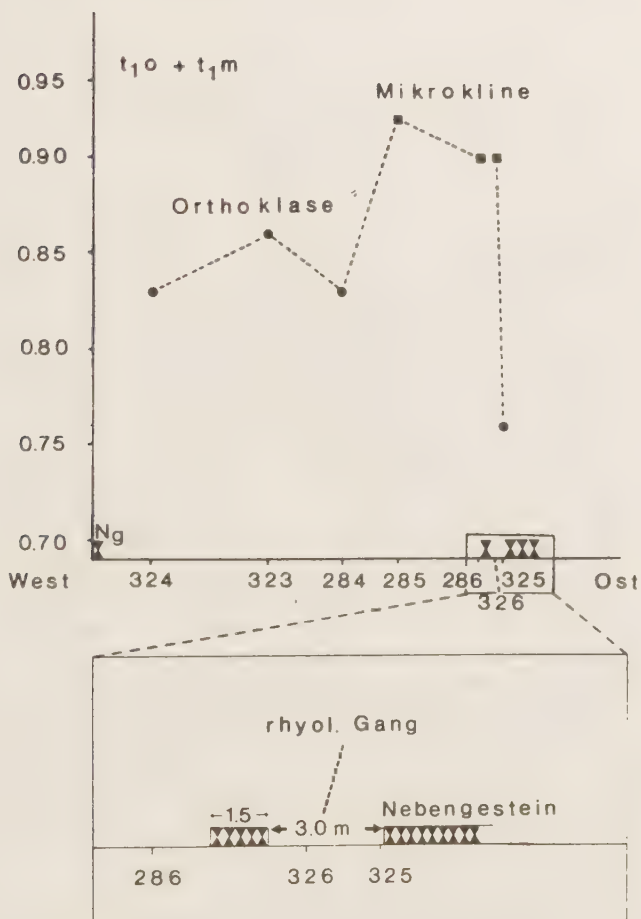


Abb. 42: Die Verteilung der ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen von Alkalifeldspäten im Steinbruch von Efermatten.

7.3.3.6.1.7 Einzelkornbestimmungen von Alkalifeldspat-

einsprenglingen:

"Großkörner" in mittelkörnigen Proben:

Das Alkalifeldspat-Korn 21205/1 (Orthoklas, 0.83) unterscheidet sich wesentlich von dem Alkalifeldspat-Körnerpräparat 21205 (Mikroclin, 0.92). Daraus folgt, daß in dem westlichen Bereich des Kagenfels Granits, in dem Mikrocline vorherrschen, vereinzelt Körner auftreten, die ihren Orthoklas-Charakter bewahrten.

Wie stark die Ordnung von Alkalifeldspäten schwankt, zeigen zwei separierte Körner aus der Probe 21298. Ihr Fundpunkt liegt im östlichen Teil des mittelkörnigen Kagenfels-Granits, südlich des "Knies", ein Gebiet, in dem Orthoklase (0.83-0.85) dominieren. Die Bestimmung der beiden Körner ergab einen Orthoklas mit $2t_1 = 0.83$ und einen Mikroclin mit einem Ordnungsgrad von 0.93. Da die Körner etwa gleich groß waren (Anschnitt 2x3 mm) bedeutet dies, daß der Ordnungsvorgang im Einzelfall nicht an die Korngröße gebunden ist.

Einsprenglinge in Rhyolithen:

Um zu sehen, ob es Unterschiede in den Strukturen von Einsprenglingen und Alkalifeldspäten der Grundmasse gibt, sind insgesamt 5 Alkalifeldspateinsprenglinge aus Gesteinen mit rhyolithischem Charakter auf ihren Strukturzustand hin untersucht worden (Abb. 43). Sämtliche Einsprenglinge sind Orthoklase mit $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen von 0.75 bis 0.86.

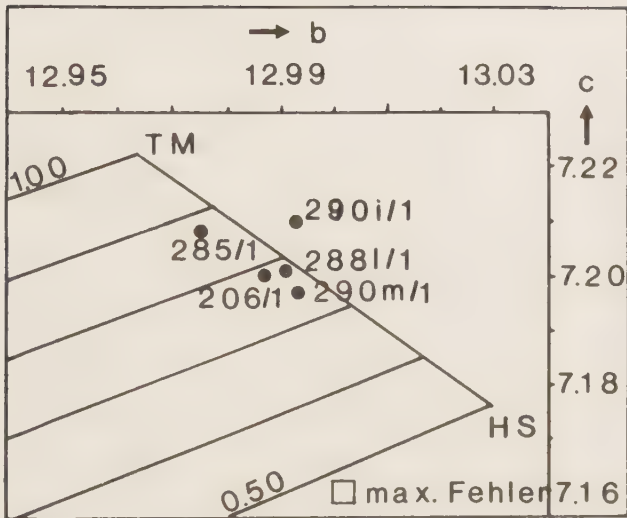


Abb. 43: Lage von 5 Alkalifeldspateinsprenglingen (Einzelkornbestimmungen) aus Gesteinen mit rhyolithischem Charakter im b-c-Diagramm

HS = Hochsanidin

TM = Tiefmikroklin

In der Abb. 44 sind die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen von 5 Alkalifeldspat-Paaren aus rhyolithischen Gesteinen gegenübergestellt. Die Einsprenglinge (einheitlich Orthoklase) sind immer schlechter geordnet als die dazugehörigen Alkalifeldspäte der Grundmasse.

Die Grundmassefeldspäte in den Proben 21290 m und 21206 sind fast so gut geordnet wie die dazugehörigen Einsprenglinge. Eine Erklärung für die geringfügig höheren $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen in der Grundmasse könnte in der geringeren Korngröße von Grundmasse-Alkalifeldspäten liegen. Es ist vorstellbar, daß sie sich ändernden Temperaturen leichter anpassen können, als die Einsprenglinge.

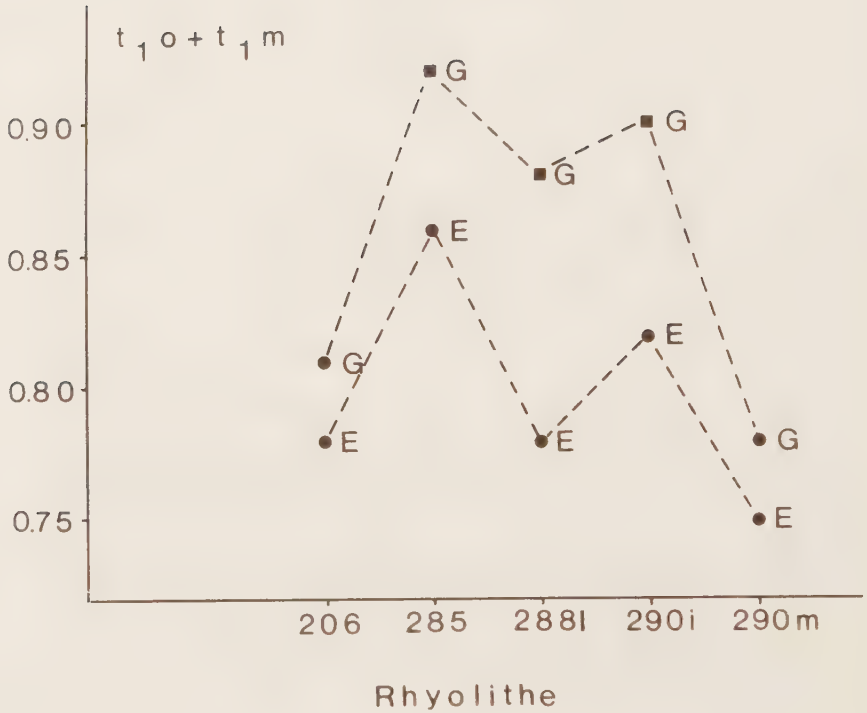


Abb. 44: Vergleich der $(t_{1o} + t_{1m})$ -Summen von Alkalifeldspat-Einsprenglingen und den dazugehörigen Alkalifeldspäten der Grundmasse

Die Proben sind in willkürlich gewählten Abständen nach steigenden Probennummern (die letzten drei Ziffern) aufgereiht.

■ : Mikroklin

● : Orthoklas

E : Einsprengling

G : Grundmasse

7.3.3.6.1.8 Das γ -b-Diagramm:

Die Abb. 45 zeigt die Lage der Kalifeldspäte des Kagenfels Granits im γ -b-Diagramm nach KROLL (1973).

Die darstellenden Punkte der Orthoklase wurden aufgrund der Probendichte oberhalb der horizontalen Verbindungslinie von Hoch- zu Tiefsanidin eingezeichnet. Sie bilden somit eine Art Häufigkeitsverteilung der Gitterlänge b ab.

Die Mikrokline lassen sich in 5 Gruppen - wie in der α^* - γ^* -Darstellung - unterteilen. Ein Zusammenhang der einzelnen Gruppen zur regionalen Verteilung der Proben oder zu den Gesteinstypen konnte nicht nachgewiesen werden. Verbindet man die Schwerpunkte dieser einzelnen Mikroklingruppen mit dem Maximum der Orthoklas-Häufigkeitsverteilung, so ergibt sich, daß die Umwandlung von Orthoklas zu intermedärem Mikroclin zunächst an eine Abnahme des Gitterparameters b gebunden ist. Bei der weiteren Entwicklung in Richtung Tiefmikroclin nimmt diese Gitterkonstante aber wieder geringfügig zu.

Berücksichtigt man nur die Proben der Profile 21288 und 21290 (Abb. 46) so bilden beide Profile die gleiche Entwicklung der Gitterkonstante b nach. Ihnen ist gemeinsam, daß die Reihenfolge der Proben im Gelände (a, b, c,...) nicht mit der Entwicklung in Richtung Tiefmikroclin übereinstimmt (vgl. auch Abb. 39 und 40).

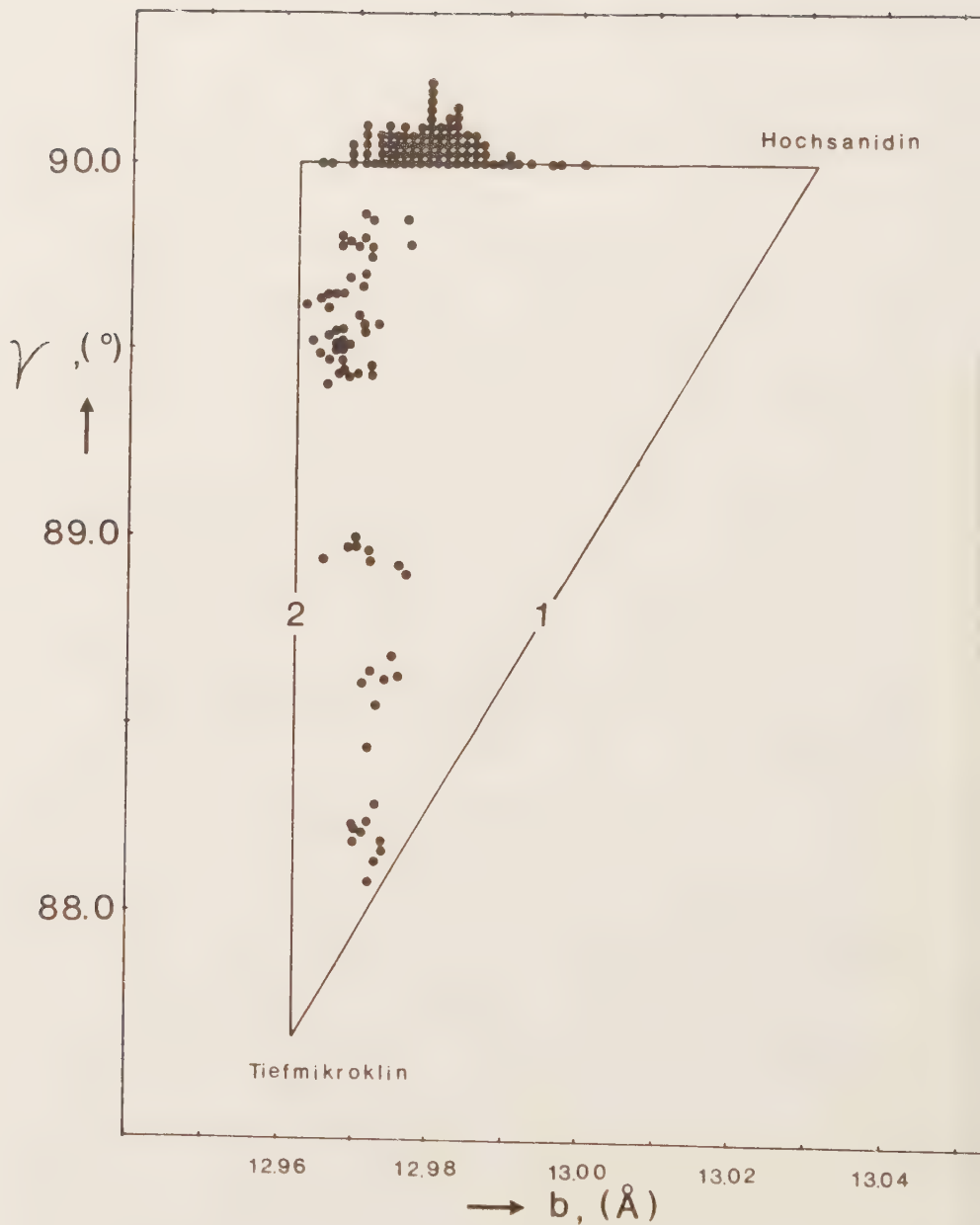


Abb.45: Lage der Alkalifeldspäte im γ -b-Diagramm nach KROLL (1973)

1 : "Direktweg" d.h. direkte Umwandlung Hochsanidin zu Tiefmikroklin

2 : "Umweg" d. h. Hochsanidin wird zuerst zu Tief-sanidin, dann erst zu Tiefmikroklin umgewandelt

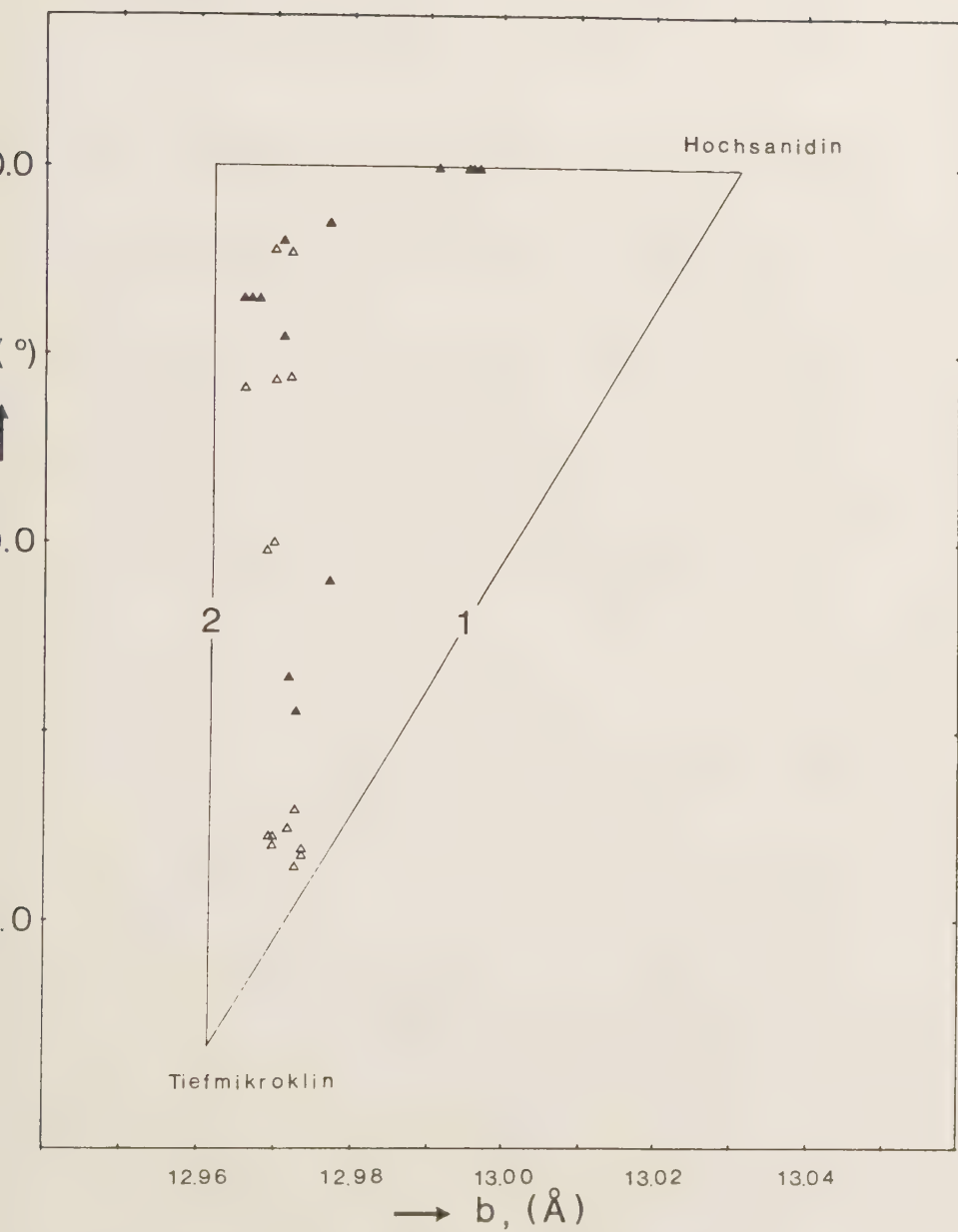


Abb. 46: Lage der Alkalifeldspäte der Grundmasse aus den Profilen 21288 (Δ) und 21290 ($\blacktriangle$) im γ -b-Diagramm. Alle Punkte sind auch in Abb. 45 enthalten.

7.3.3.6.1.9 Die Al-Besetzung der Tetraederplätze der

Alkalifeldspäte:

In der Abb. 47 sind die Al-Besetzungswahrscheinlichkeiten t_{10} , t_{1m} und $(t_{20} + t_{2m})$ der Alkalifeldspäte aus dem Kagenfels Granitkomplex in eine Darstellung eingetragen, wie sie von STEWART u. WRIGHT (1974) vorgeschlagen wurde. Die t -Werte sind mit Hilfe der Gleichungen (1), (2) und (3) (S. 62) errechnet worden. Die $(t_{20} + t_{2m})$ -Werte der monoklinen Proben schwanken zwischen 0.12 und 0.27. Die triklinen Proben zeigen keinen ausgeprägten Trend zur t_{10} -Ecke wie dies bei den Kalifeldspäten von GUIDOTTI, HERD u. TUTTLE (1973; in STEWART u. WRIGHT, 1974) zu beobachten ist. Die Mikrokline sind in Gruppen, parallel der $(t_{10} - t_{1m})$ -Grundlinie, mit einem durchschnittlichen $(t_{20} + t_{2m})$ -Wert von 0.09, angeordnet. Eine Systematik innerhalb der einzelnen Gruppen sowie zwischen den Gruppen konnte nicht aufgezeigt werden.

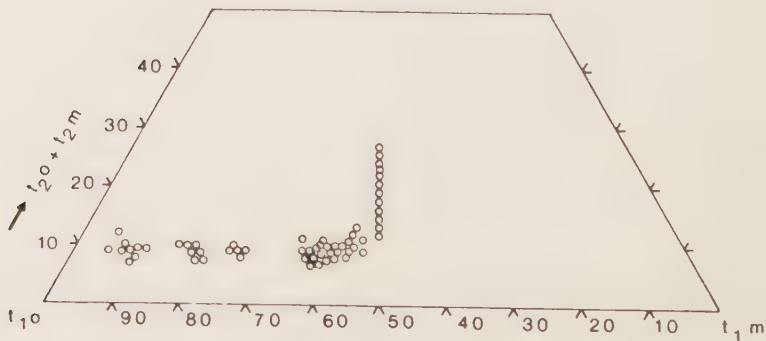


Abb. 47: Dreiecksdiagramm des Al-Gehaltes auf den Tetraederplätzen der Alkalifeldspäte (berechnet mit Hilfe der Gleichungen (1), (2) und (3) auf Seite 62).

7.3.3.6.2 Die Albitphase in den Perthiten (= Perthit-
entmischungen):

Von 27 Proben wurden die Reflexe der Perthitentmischungen ausgemessen und die Gitterkonstanten bestimmt. Perthitentmischungen aus 17 mittelkörnigen und 6 feinkörnigen Proben (Randfazies und Rhyolithe) sind mit 4 Albitphasen verglichen worden, die Bestandteil von einzelnen separierten Einsprenglingen waren.

Aus den Gitterkonstanten ergeben sich An-Gehalte bis 2 Mol.-%.

Die ermittelten Daten wurden in ein b-c-Diagramm (Abb. 48) sowie in ein α^* - γ^* -Diagramm (Abb. 49) eingetragen. Die beigefügten, hinreichend bekannten Literaturdaten von Tiefalbiten zeigen, daß eine Streuung der Proben um die Eckpunkte der eingezeichneten Vierecke keine Besonderheit darstellt.

7.3.3.6.2.1 Das b-c-Diagramm:

Wie aus dem b-c-Diagramm (Abb. 48) zu ersehen ist, liegen die $(t_{10} + t_{1m})$ -Werte aller bestimmten Albitphasen über 0.96. Die Entmischungen der Perthite sind somit besser geordnet als ihre Wirte (vgl. Abb. 33).

Dies entspricht der Erfahrung, daß sich der Na-Feldspat schneller ordnet als der Kalifeldspat (BAMBAUER in TRÜGER 1969, S. 710).

Alle untersuchten Albite fallen in die Nähe des Tiefalbit-Eckpunktes ($b = 12.785$ und $c = 7.158$; entnommen aus RIBBE, 1983, S. 71).

Eine Gruppierung der Albitkomponenten nach ihrer Herkunft ließ sich nicht nachweisen.

Die $(t_{10} + t_{1m})$ -Summen sowie die $(t_{10} - t_{1m})$ -Werte der Tab. I wurden mit Hilfe der Gleichungen (1), (2) und (3) auf Seite 62 errechnet.

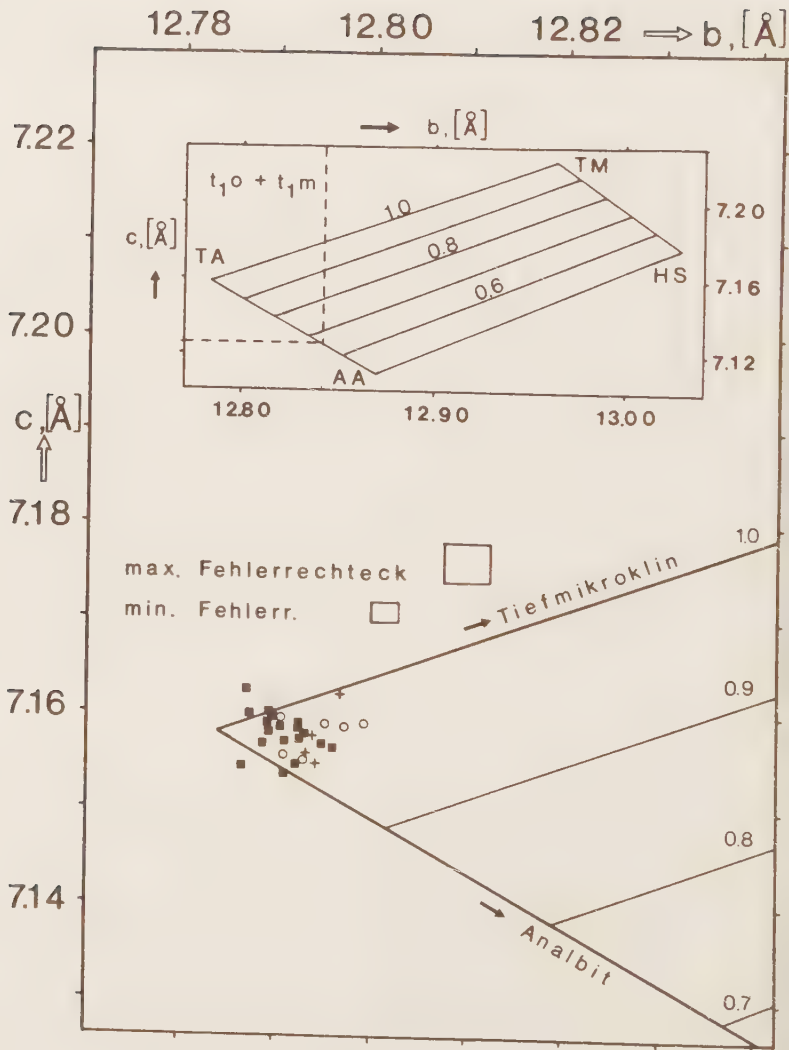


Abb. 48: Lage der bestimmten Albitphasen der Perthite im b-c-Diagramm nach STEWART u. WRIGHT (1974)
 Unterschieden wurde nach der Herkunft der Perthite:

- : mittelkörniger Granit
- : feinkörniger Granit oder Rhyolith
- + : separierte Einsprenglinge

7.3.3.6.2.2 Das α^* - γ^* -Diagramm:

Im α^* - γ^* -Diagramm (Abb. 49) liegen die meisten der darstellenden Punkte knapp außerhalb des Feldspatfeldes - wie auch zahlreiche, aus der Literatur bekannte Albite - nahe dem Tiefalbit-Eckpunkt ($\alpha^* = 86.39$, $\gamma^* = 90.46$).

Die ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen der Albitphasen der Perthite liegen oberhalb 0.93 und unterscheiden sich in ihrer Al-Si-Ordnung wieder deutlich von ihren kalireichen Wirten, die einen Maximalwert von 0.81 erreichen (vgl. Abb. 34).

Ebenso wie im b-c-Diagramm bilden die einzelnen Gruppen - mittelkörnig, feinkörnig bis dicht, Bestandteil eines Einsprenglings - Punktwolken, die sich gegenseitig überlagern und somit keine konkreten Aussagen zulassen.

Abb. 49: Lage der bestimmten Albitphasen der Perthite im α^* - γ^* -Diagramm nach STEWART u. WRIGHT (1974)
Zum Vergleich sind die Positionen von bekannten Tiefalbiten ($\square$) eingetragen worden:

- Ame. = Amelia, HARLOW und BROWN (1980)
- Tib. = Tiburon, WAINWRIGHT und STARKEY (1968,
zitiert in SMITH, 1974, Band 1, S. 71)
- 57-69 = COLEMAN 57-69 (zitiert in STEWART und
WRIGHT, 1974)
- T 74 = MACKENZIE und SMITH (1962)
- T 116 = MACKENZIE und SMITH (1962)
- 5814 = MCKNIGHT (zitiert in STEWART und WRIGHT,
1974)

→ α^*

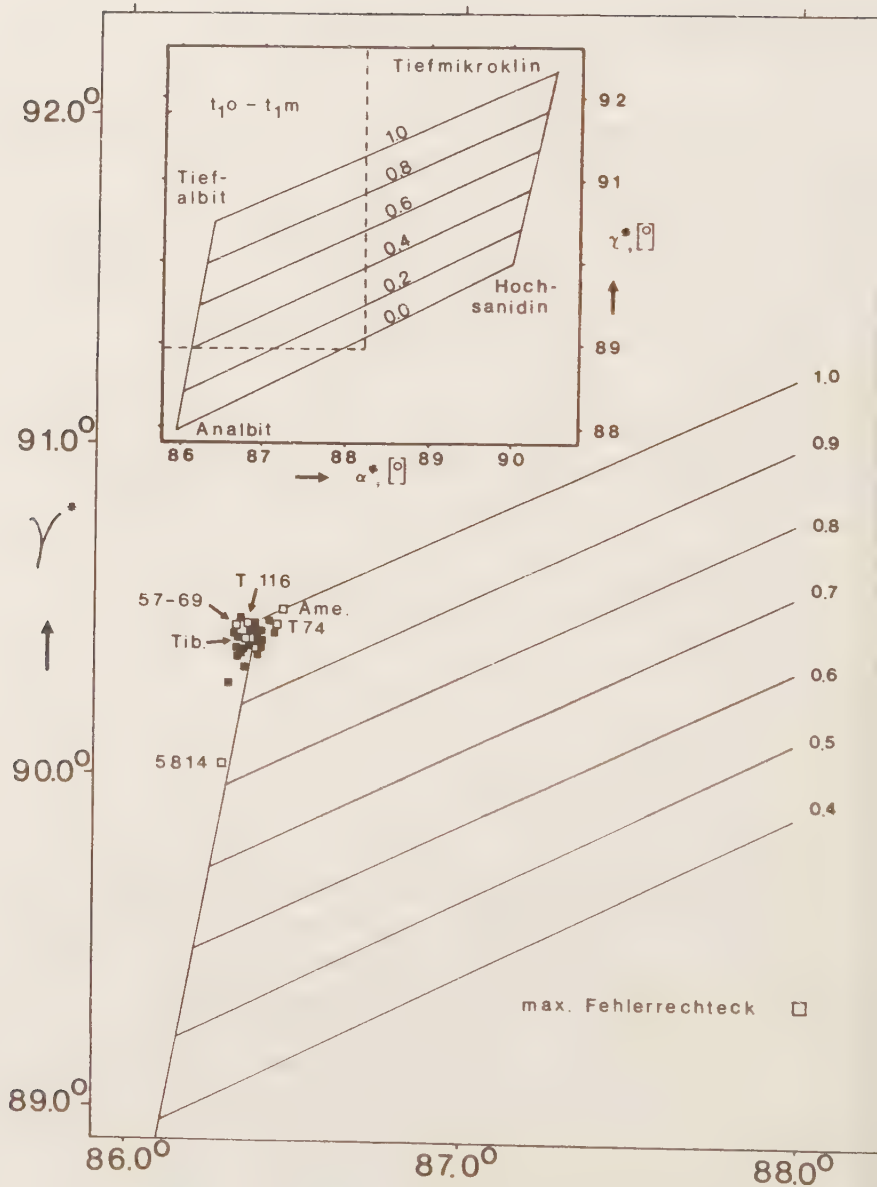


Abb. 49: Text zu Abb. 49 siehe vorherige Seite

7.4 Die Temperaturstabilität der Alkalifeldspäte:

STEWART und WRIGHT (1974, S. 368f) diskutierten die thermische Abhängigkeit der Al,Si-Ordnung der Alkalifeldspäte. Die obere Stabilität von Tiefmikroklin liegt bei $375 \pm 50^\circ \text{C}$. Orthoklase mit $2t_1 = 0.8 \pm 0.1$ kristallisieren zwischen $625\text{--}750^\circ \text{C}$; (Tief-)Sanidine mit $2t_1 = 0.58 \pm 0.05$ bei $800\text{--}900^\circ \text{C}$.

KROLL und KNITTER (1985) erzielten bei ihren isothermen Al,Si Ordnungs/Unordnungsversuchen an einem Sanidin (Or 85) folgende Werte:

p(H ₂ O) in Kbar	Temperatur in Grad C	Temperdauer*	Al-Gehalt eines T ₁ -Tetraeders
1	650	ca. 3 Jahre**	0.310
1	750	ca. 10 Wochen	0.295
0.5	850	ca. 1 Woche	0.284

* Der längste Versuch dauerte etwa 120 Tage.

** extrapolierter Wert

KROLL und VOLL (zitiert in RIBBE, 1983, S. 30) schlagen vor, daß der Beginn der diffusiven Umwandlung Sanidin zu Mikroklin bei etwa 450°C beginnt. Sie bestimmten Orthoklase und intermediäre Mikrokline als metastabile Phasen, die zwischen 450° und ca. 350°C gebildet wurden.

Man kann annehmen, daß das Magma, das zum Rhyolith abgeschreckt wurde, eine Intrusions-Temperatur von ca. 750°C aufwies (vgl. Kap. 6.1). Durch die Abschreckung wurden die Ordnungsgrade der Alkalifeldspäte quasi "eingefroren". Da der niedrigste Ordnungsgrad dieser Arbeit bei $2t_1 = 0.74$ liegt (Probe 21290n), kann gefolgert werden, daß die Alkalifeldspateinsprenglinge bereits als Orthoklase intrudierten.

7.5 Die Bedeutung einer H_2O -reichen Phase für den
=====

Ordnungsgrad der Alkalifeldspäte:
=====

a) Alkalifeldspäte des mittelkörnigen Granits:

Für den mittelkörnigen Granit läßt sich annehmen, daß eine H_2O -reiche Phase für die Zunahme des Ordnungsgrades der Alkalifeldspäte in westlicher Richtung verantwortlich war (vgl. PARSONS, 1977).

Bemerkenswert erscheint weiterhin, daß die triklinen Phasen $\pm$ gleichgeordnet ($t_{10} + t_{1m} = 0.92 \pm 0.01$) auftreten (Abb. 37).

b) Alkalifeldspatkörner aus Miarolen:

Die Körner 21201/1, 21201/2 und 21201/3 wurden aus Miarolen separiert. Es handelt sich dabei um Orthoklase, deren ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen (0.85, 0.87, 0.87) größer sind als die der Grundmassefeldspäte (Orthoklase mit $t_{10} + t_{1m} = 0.81$).

Die Alkalifeldspäte (Einsprenglinge und die der Grundmasse) sind magmatisch gebildet (mit einem Ordnungsgrad von etwa 0.70) und kommen durch den Ordnungsvorgang zu höheren ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen. Dagegen stehen die Alkalifeldspäte aus den Miarolen in einem engen Zusammenhang mit einer H_2O -reichen Phase. Der höhere Ordnungsgrad der Miarolenfeldspäte erklärt sich dadurch, daß es energetisch leichter ist, Alkalifeldspäte mit hoher Ordnung wachsen zu lassen, als andere in hohem Maße zu ordnen.

c) Alkalifeldspatkorn aus einem Pegmatit:

Die Bestimmung eines Alkalifeldspatkorns (21269/1) aus einem grobkörnigen Quarz-Feldspat-Pegmatitgang (etwa 4 cm breit) ergab ebenfalls einen Orthoklas ($t_{10} + t_{1m} = 0.84$). Da Pegmatite aus Restschmelzen gebildet werden, ist ein erhöhter H_2O -Gehalt wahrscheinlich.

Das Alkalifeldspat-Körnerpräparat der Probe 21282, die auch pegmatitische Kennzeichen aufweist, besteht dagegen aus Mikroklinen mit einem Ordnungsgrad von 0.91.

d) Alkalifeldspäte der Grundmasse aus dem feinkörnig-por-

phyrischen Gang 21321 b:

In der Grundmasse der Probe 21321b herrscht die triklin Phase der Alkalifeldspäte mit einer ($t_{10} + t_{1m}$)-Summe von 0.94 vor. Wie in Kap. 7.3.3.6.1.5 erläutert, kann dieser Ordnungsgrad auf eine H_2O -reiche Phase zurückgeführt werden.

e) Alkalifeldspäte aus Rhyolithen:

Wie die Untersuchungen an rhyolithischen Gesteinsprofilen (21247, 21288 und 21290) zeigten, spielt für die Ordnung von Grundmasse-Alkalifeldspäten nicht eine zentrale Lage im Profil, sondern die Gehalte an H_2O im System während und nach der Kristallisation die entscheidende Rolle (vgl. Kap. 7.3.3.6.1.6).

7.6 Das Feldspatthermometer:

Zur Temperaturabschätzung von kristallisierenden Schmelzen gibt es eine Anzahl von Arbeiten (KUDO und WEILL, 1970; WHITNEY und STORMER, 1977; BROWN und PARSON, 1981).

Das graphische Geothermometer von BROWN und PARSON (1981; Abb. 2) ist nach Meinung von STORMER und WHITNEY (1985) das genaueste Zwei-Feldspat-Geothermometer, das zur Zeit verfügbar ist. Die ermittelbaren Temperaturangaben gelten für 1 Kbar $p(H_2O)$. Gemäß BROWN und PARSON (1981) liegt eine Druckabhängigkeit des Geothermometers von ca. $18^\circ C/1$ Kbar vor.

Der Albitmolenbruch der Alkalifeldspäte wurde aus der chemischen Analyse der Alkalifeldspäte errechnet (Tab. F).

Der Anorthitgehalt der Plagioklase, bestimmt nach der RITTMANN-Methode (1929), liegt zwischen 5 und 10 Mol.-%.

Ehemals höhere An-Gehalte im Kern sind durch die Albitisierung verlorengegangen (PROPACH, 1971).

Der Albitmolenbruch der Alkalifeldspäte aus mittelkörnigen Proben schwankt zwischen 18.1 und 35.4. Legt man einen Albitgehalt von 0.90-0.85 in den Plagioklasen zugrunde, so liegen die darstellenden Punkte in einem Feld zwischen den Isothermen 450 und 550° C.

In Kap. 6.1 wurde für den mittelkörnigen Granit eine Intrusionstemperatur von ca. 660° C abgeleitet. Es müßte folglich ein Druck von etwa 6 Kbar während der Kristallisation geherrscht haben, was aus diversen geologischen und mineralogischen Gründen unvorstellbar ist.

Die Ursache dieses Widerspruchs liegt darin, daß die Plagioklase ihre Kalziumkomponente teilweise verloren haben.

7.7 Kinetische Betrachtungen:

=====

In der Abb. 50 sind die ($t_{10} + t_{1m}$)-Summen und die ($t_{10} - t_{1m}$)-Werte gegen die Gangbreite (in logarithmischem Maßstabe) aufgetragen. Es wurden alle Gangproben eingetragen, ohne Rücksicht auf deren Gefüge. Eine Abhängigkeit der Ordnung der Alkalifeldspäte von der Gangbreite ist nicht gegeben. Alkalifeldspäte aus 3 cm breiten Gängen erreichen die gleichen Ordnungsgrade wie Alkalifeldspäte aus dem 1300m breiten Profil.

In Abb. 51 wurden nur Gangproben mit dichtem Gefüge (Rhyolithe) eingezeichnet. Der folgenden Tabelle kann man die Gangbreiten, die zugehörigen Abkühlungszeiten und die in die Abbildung eingegangenen Probennummern entnehmen.

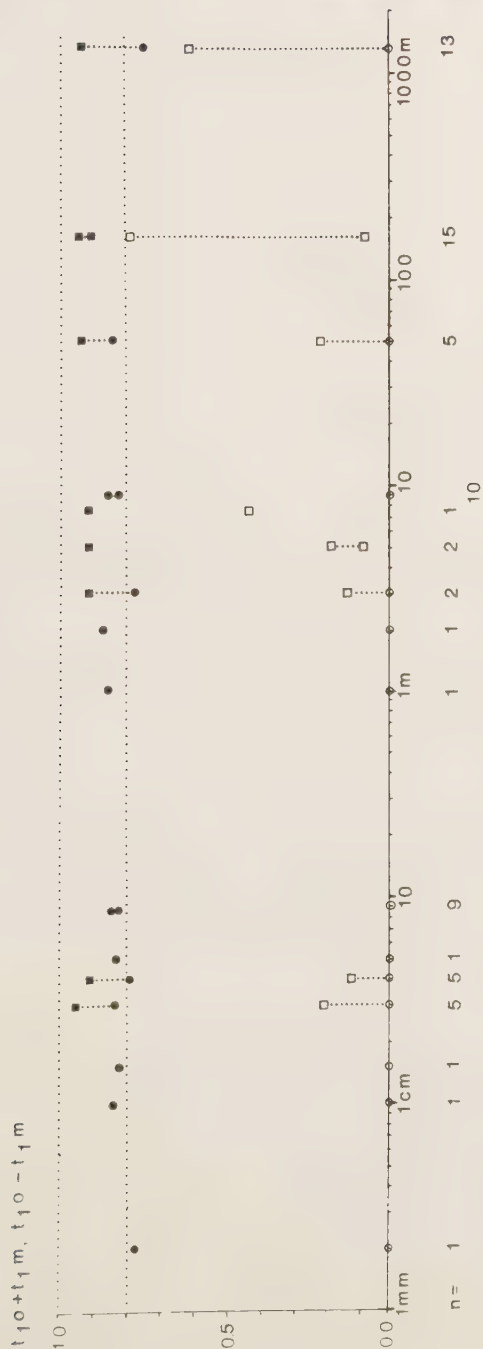


Abb. 50: Die $(t_{10} + t_{1m})$ - und $(t_{10} - t_{1m})$ - Werte von allen untersuchten Gangproben sind gegen die Gangbreite (in logarithmischem Maßstab) aufgetragen. Die Variationsbreite dieser Werte wird durch die senkrecht verlaufenden, punktierten Linien angezeigt.

Symbole: ● : $(t_{10} + t_{1m})$ der Orthoklasse
 ■ : $(t_{10} + t_{1m})$ der Mikroklasse
 ○ : $(t_{10} - t_{1m})$ der Orthoklasse
 □ : $(t_{10} - t_{1m})$ der Mikroklasse

Gangbreite	Abkühlungsdauer*	Probennr.
2 mm	wenige Minuten	21327
3 m	26 Tage	21325 u. 21326
5 m	10 Wochen	21327 u. 21328
7.5 m	23 Wochen	21330
9 m	38 Wochen	21247 a-i
50 m	19.8 Jahre	21284, 21285, 21286, 21323 und 21324
160 m	200 Jahre	21288 a-p
1300 m	13600 Jahre	21290 a-n

Tab. 10: Die in der Abb. 51 zusammengefaßten rhyolithischen Gänge mit ihren rechnerischen Abkühlungszeiten und ihren Probennummern.

* Die Abkühlungsdauer wurde von WERNER berechnet auf der Basis von 750° C Intrusionstemperatur, 30° C Nebengesteinstemperatur und einer Abkühlung in der Gangmitte auf 400° C

Wie aus der Abb. 51 zu ersehen ist, dominieren die triklinen Alkalifeldspäte bereits bei einer Gangbreite von 5 Metern. Eine kontinuierliche Zunahme der Alkalifeldspat-Ordnung mit der Gangbreite bzw. mit zunehmender Abkühlungsdauer ist nicht besonders ausgeprägt.

Die Daten des 9 m-breiten Ganges 21247 a-i wurden mit denen der in der Nachbarschaft gesammelten Gangproben 21336, 21337 und 21338 in Abb. 52 eingetragen.

Wie zu ersehen ist, besteht kein Zusammenhang zwischen der Gangbreite und der Alkalifeldspat-Ordnung. Dies könnte darauf zurückgeführt werden, daß die Füllung der Gänge zu unterschiedlichen Zeiten stattfand.

Unter der Annahme einer +- gleichzeitigen Bildung der Gänge ergäbe sich als Folgerung, daß trotz gleicher Bedingungen (p, T und H₂O-Gehalt) im Nebengestein (Biotit-Granit vom Champ-du-Feu Nord) große Unterschiede in der Ordnung der Alkalifeldspäte auftreten können (0.78-0.92).

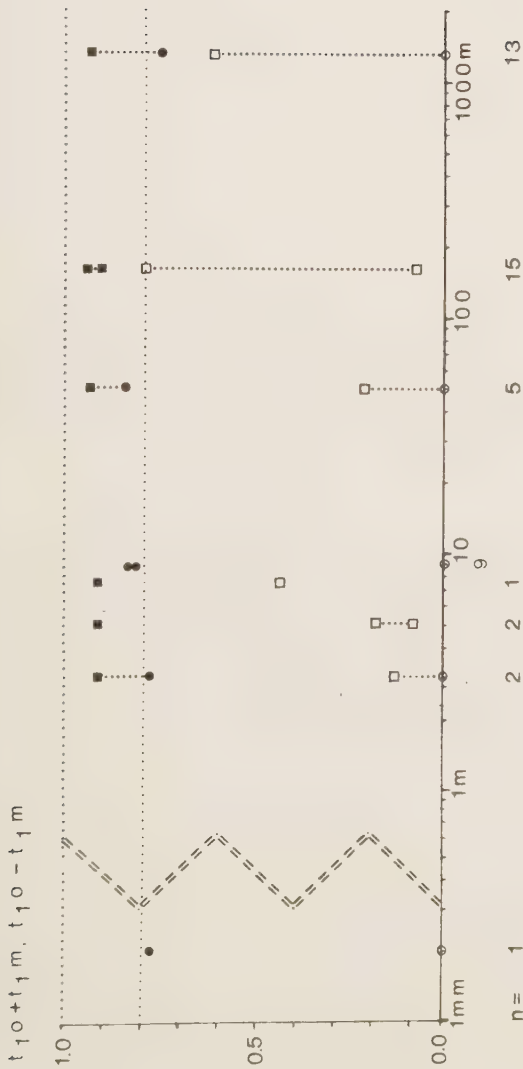


Abb. 51: Die $(t_{10} + t_{1m})$ - und $(t_{10} - t_{1m})$ -Werte von Gangproben mit dichtem Gefüge sind gegen die Gangbreite (in logarithmischem Maßstab) aufgetragen.

Symbole siehe Abb. 50.

Die senkrecht verlaufenden, punktierten Linien zeigen an, wie stark die $(t_{10} + t_{1m})$ - bzw. $(t_{10} - t_{1m})$ -Werte variieren.

$t_{10} + t_{1m}, t_{10} - t_{1m}$

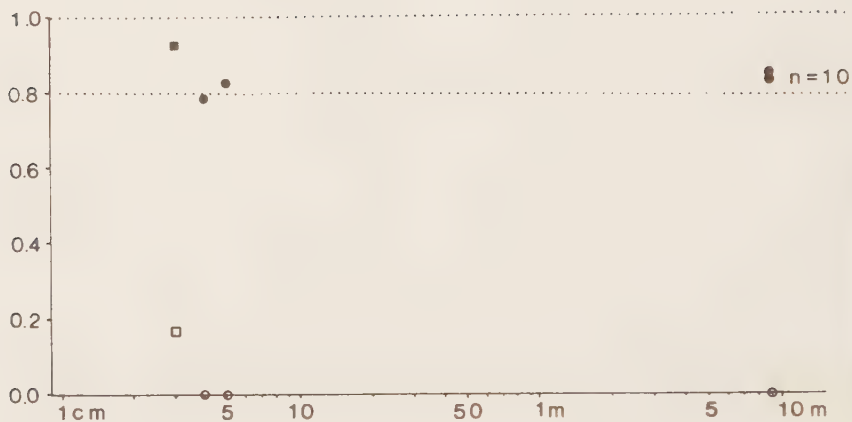


Abb. 52: Die $(t_{10} + t_{1m})$ - und $(t_{10} - t_{1m})$ -Werte aus dem 9 m breiten Gang ($n = 10$) werden mit denen verglichen, die aus cm-breiten Gängchen stammen und der unmittelbarer Umgebung des 9 m breiten Ganges entnommen wurden. Die Gangbreiten sind im logarithmischen Maßstab eingetragen. Symbole siehe Abb. 50.

A n h a n g
=====

Tab. A Fundpunkte der Proben des Kagenfels Granits (=KG):

Abk.: mk = mittelkörniger Granit,
 kk = feinkörniger Granit,
 fk = feinkörnig-porphyrischer Granit,
 G = Granophyr,
 R = Rhyolith
 Ng = Nebengestein

Proben- nummer	Gesteins- typ	Rechts- wert	Hoch- wert	Höhe ü. NN	Bemerkungen
21201	G	97138	9203	740	
21202	mk	96053	9623	410	große Glimmerschuppen
21203	mk	96065	9645	410	
21204	mk	96050	9603	395	kleiner Steinbruch
21205	mk	96055	9625	485	
21206	G	97163	9240	760	
21207	R	97310	8975	340	Fundort identisch mit 21287
21208	R	97178	8983	410	Steinbruch Efermatten
21209	mk	96065	9545	430	ansteehend; Brekzie; 5 m breiter Qz-Gang nördlich davon
21210	mk	96050	9578	400	ansteehend
21211	mk	96068	9590	460	ansteehend
21212	mk	96143	9673	520	ansteehend
21213	mk	96380	9670	700	ansteehend
21214	mk	96388	9598	650	ansteehend
21215	mk	96395	9588	660	ansteehend
21216	mk	96367	9615	620	ansteehend
21217	fk	96368	9598	670	ansteehend; in unmittelbarer Nähe Qz-Gang
21218	fk, Rand	96458	9610	700	Lesestein
21219	mk	96598	9688	720	ansteehend
21220	mk	96633	9648	805	
21221	fk, Rand	96523	9690	855	

Proben- nummer	Gesteins- typ	Rechts- wert	Hoch- wert	Höhe ü. NN	Bemerkungen
21222	mk	96488	9703	835	
21223	Ng	96685	9645	898	Lesestein der Höhe 898
21224	fk	98790	9665	610	anstehend
21225	mk	96845	9603	695	anstehend
21226	mk	96708	9643	870	anstehend
21227	mk	96753	9610	805	anstehend
21228	mk	97000	9385	740	
21229	mk	97058	9398	745	Straßenaufschluß
21230	mk	97198	9503	660	anstehend
21231	mk	97180	9480	640	anstehend
21232	mk	97155	9445	680	anstehend
21233	fk, Rand	97073	9330	850	
21234	mk	97063	9385	760	anstehend
21235	mk	97065	9568	510	Straßenaufschluß
21236	mk	96973	9473	670	Straßenaufschluß
21237	mk	97073	9585	535	Straßenaufschluß
21238	fk. Rand	96955	9408	850	Lesestein, mit scharfem Kontakt zum Ng
21239	fk, Rand	97135	9598	465	
21240	G	97115	9200	760	Lesestein
21241	Ng	97178	9220	715	Lesestein, gehört geochemisch nicht zum KG
21242	mk	97123	9390	710	
21243	mk	97044	9480	585	
21244 a	fk	97035	9475	595	fk Gang im KG
21244 b	fk	97038	9472	595	fk Gang im KG
21245	mk	97083	9506	545	
21246	mk	97119	9571	415	
21247 a - i	R	97183	9587	470	Steinbruch, Gang von 9.3 m Breite
21248	mk	97172	9583	480	

Proben- nummer	Gesteins- typ	Rechts- wert	Hoch- wert	Höhe ü. NN	Bemerkungen
21249	fk	97187	9550	540	
21250	mk	97168	9555	540	
21251	mk	97148	9498	580	
21252	mk	97078	9498	620	
21253	mk	97125	9589	480	
21254	fk	97138	9592	465	
21255	fk	97153	9600	500	
21256	fk	97156	9603	490	
21257	fk	96959	9520	790	
21258	fk	96966	9528	760	Steinbruch
21259	fk	96966	9528	760	
21260	mk	96961	9535	760	
21261	mk	96953	9554	745	
21262	mk	96882	9590	710	
21263	fk, Rand	97023	9603	705	
21264	mk	97627	9652	500	
21265	fk, Rand	96375	9674	605	mit Biotitanreicherung, Schuppen bis 4 x 3 mm
21266	fk, Rand	96375	9674	605	feiner als 21265
21267	fk, Rand	96375	9674	605	feiner als 21266
21268	fk, Rand	96375	9674	605	größer als 21267
21269	Pegmatit	96375	9674	605	grobk. Gang in fk Randfazies; Länge ca. 1.5 m
21270	fk, Rand	96368	9598	670	feiner als 21217
21271	mk	96377	9646	570	
21272	kk	96278	9610	605	3 cm breiter Gang im Nebengestein
21273	fk, Rand	96278	9610	605	
21274	mk	96225	9648	660	2.5 cm breiter Qz-Gang im KG; hydrothermal überprägt
21275	fk, Rand	96230	9673	630	
21276	mk	96206	9644	615	
21277	fk, Rand	96249	9606	700	

Proben- nummer	Gesteins- typ	Rechts- wert	Hoch- wert	Höhe ü. NN	Bemerkungen
21278	kk	96252	9600	700	Gang im Nebengestein
21279	fk, Rand	96252	9600	700	
21280	mk	96162	9590	700	
21281	fk, Rand	96149	9618	655	tektonisch überprägt 5 cm breiter Gang im Nebengestein Steinbruch Efermatten Steinbruch Efermatten Steinbruch Efermatten
21282	Pegmatit?	96145	9621	655	
21283	fk	97036	9605	670	
21284	R	97178	8983	410	
21285	R	97178	8983	410	
21286	R	97178	8983	410	unmittelbar am vermuteten Kontakt
21287	R	97310	8975	340	
21288 a	R	97135	9050	630	
21288 b	R	97136	9049	630	
21288 c	R	97136	9048	630	
21288 d	R	97137	9047	630	
21288 e	R	97137	9047	630	
21288 f	R	97138	9045	630	
21288 g	R	97139	9044	630	
21288 h	R	97140	9043	630	
21288 i	R	97141	9042	630	
21288 k	R	97141	9042	630	
21288 l	R	97141	9042	630	
21288 m	R	97141	9042	630	
21288 n	R	97142	9041	630	
21288 o	R	97142	9040	630	
21288 p	R	97143	9040	630	
21289	R	97130	9055	655	
21290 a	R	97233	9133	715	
21290 b	R	97233	9133	715	
21290 c	R	97220	9135	715	
21290 d	R	97213	9130	715	
21290 e	R	97200	9128	720	

Proben- nummer	Gesteins- typ	Rechts- wert	Hoch- wert	Höhe ü. NN	Bemerkungen
21290 f	R	97188	9128	725	
21290 g	R	97178	9133	735	
21290 h	R	97178	9133	735	
21290 i	R	97165	9135	742	
21290 k	R	97155	9138	747	
21290 l	R	97125	9148	770	
21290 m	R	97120	9148	775	
21290 n	R	97115	9150	775	
21291	R	97103	9097	770	
21292 a	fk	97148	9418	670	anstehender Härtling
21292 b	mk	97148	9418	670	Gang? ohne scharfen Kontakt zum mk KG
21293	fk, Rand	97170	9423	675	ehemaliger Steinbruch
21294	mk	97170	9310	690	
21295	fk, Rand	97170	9310	690	
21296	fk, Rand	97163	9377	705	
21297	fk	97163	9377	705	
21298	mk	97085	9377	710	
21299	fk, Rand	97040	9393	850	
21300	mk	97043	9395	750	
21301	fk, Rand	97025	9395	740	3 cm breiter Gang im granitischen Ng
21302	fk, Rand	97025	9395	740	
21303	fk, Rand	97150	9318	810	
21304	mk	97103	9315	840	
21305	G	97103	9335	825	
21306	kk	97102	9353	790	3 cm br. Gang ohne scharfen Kontakt zum mk KG
21307	mk	96753	9635	775	
21308 a	fk, Rand	96845	9690	645	
21308 b	fk, Rand	96845	9690	645	
21309	fk	96820	9665	600	anstehend
21310	fk	96820	9670	600	

Proben- nummer	Gesteins- typ	Rechts- wert	Hoch- wert	Höhe ü. NN	Bemerkungen
21311	mk	96820	9675	600	3 cm br. Gang ohne scharfen Kontakt zum mk KG grobk. Pegmatitgang in unmittelbarer Nähe anstehend
21312	kk	96820	9675	600	
21313	fk	96820	9680	600	
21314	fk	96820	9685	600	
21315	fk	96820	9690	600	
21316	fk	96820	9705	600	- 21205 = Granit vom Weissenstein
21317	fk	96828	9640	620	
21318	mk	96055	9625	486	
21319	mk	96548	9665	795	
21320	mk	96673	9670	830	
21321 a	fk	96658	9645	850	kontinuierlicher Übergang von fk zu mk 2.5 cm br. Gang im mk KG mit scharfen Kontakt
21321 b	kk	96658	9645	850	
21322	mk	96465	9645	640	
21323	R	97178	8983	410	
21324	R	97178	8983	410	
21325	R	97178	8983	410	Steinbruch Efermatten Steinbruch Efermatten Steinbruch Efermatten Steinbruch Efermatten aus 5m br. Gang, linkes Kontaktstück aus 5m br. Gang, aus der Gangmitte 5m breiter Gang, mit faltenförmiger Fließ- struktur
21326	R	97178	8983	410	
21327	R	97140	9050	610	
21328	R	97140	9050	610	
21329	R	97140	9050	610	
21330	R	97010	9075	640	5-10m breiter Gang im Granit v. Hohwald, rechtes Kontaktstück Gang im granitischen NG Kontakt mit granitischem NG
21331	R	97165	9610	430	
21332	R	97185	9615	410	
21333	R	97185	9615	410	
21334	R	97203	9635	400	
21335	R	97203	9635	400	4cm br. Gang ohne scharfen Kontakt, zwei- aktige Füllung! 4cm br. Gang ohne scharfen Kontakt, zwei- aktige Füllung! 3cm br. Gang 5cm br. Gang 4cm br. Gang 2cm br. Gang
21336	R	97185	9571	470	
21337	R	97185	9571	470	
21338	R	97180	9571	470	
21339	R	97210	9635	400	

Tab. B Chemische Analysen der Gesamtgesteine:

Probe	21201	21204	21205	21216	21218	21219
SiO ₂	76.3	76.6	75.7	75.8	75.0	76.1
Al ₂ O ₃	12.4	12.0	12.6	12.4	12.8	12.6
Fe ₂ O ₃ *	1.06	1.13	1.07	.97	1.15	.87
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.09	.23	.08	.10	.14	.08
CaO	.10	.05	.06	.15	.34	.11
Na ₂ O	3.18	3.13	3.82	3.72	4.27	4.33
K ₂ O	5.76	4.90	5.06	4.92	5.36	4.97
TiO ₂	.10	.10	.10	.10	.12	.11
P ₂ O ₅	.02	.02	.01	.04	.03	.02
MnO	.01	.03	.02	.01	.02	.02
Summe	99.02	98.19	98.52	98.21	99.23	99.21
Rb	275	318	318	311	243	266
Cs	-	-	-	-	1.9	-
Sr	22	35	31	< 20	59	37
Ba	41	118	89	105	111	45
Sc	-	-	-	-	2.3	-
Y	33	37	44	57	32	34
Zr	77	65	80	100	104	75
Hf	-	-	-	-	6.8	-
Th	-	-	-	-	42.4	-
U	-	-	-	-	14.0	-
Nb	29	30	34	< 20	29	41
Ta	-	-	-	-	4.6	-
SEE						
La	-	-	-	-	39.1	-
Ce	-	-	-	-	65.9	-
Nd	-	-	-	-	18.9	-
Sm	-	-	-	-	2.7	-
Eu	-	-	-	-	.28	-
Tb	-	-	-	-	.33	-
Yb	-	-	-	-	2.41	-
Lu	-	-	-	-	.19	-
CIPW-Norm						
Ab	27.17	26.97	32.81	32.05	36.28	36.93
Or	34.37	29.49	30.35	29.60	31.92	29.60
An	.37	.12	.24	.49	-	.27
Qz	35.82	39.97	34.41	35.61	29.38	31.88
Di	-	-	-	-	.76	-
Hy	.23	.58	.20	.25	-	.20
Fs	-	-	6.66	-	-	-
Mt	-	-	1.51	-	-	-
Hm	1.07	1.15	-	.99	1.12	.88
Il	.02	.07	.19	.02	.04	.04
Tn	-	-	-	-	.24	.11
Ru	.09	.07	-	.09	-	.05
Ap	.05	.05	.02	.10	.07	.05
C	.81	1.53	.77	.79	-	-
DI	97.37	96.43	97.57	97.27	97.57	98.41

Tab. B (Fortsetzung)

Probe	21225	21226	21234	21237	21240	21241
SiO ₂	76.6	75.8	75.7	76.1	75.3	74.8
Al ₂ O ₃	12.6	12.3	12.5	12.3	12.6	13.1
Fe ₂ O ₃ *	.83	.77	.83	.89	1.01	1.20
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.01	.10	.06	.14	.16	.35
CaO	.19	.15	.20	.16	.52	.95
Na ₂ O	4.22	4.04	3.80	3.73	3.02	3.08
K ₂ O	5.12	4.95	4.77	4.95	5.45	5.35
TiO ₂	.09	.09	.10	.10	.12	.12
P ₂ O ₅	.02	.02	.04	.01	.02	.07
MnO	.03	.01	.04	.02	.10	.04
Summe	99.71	98.23	98.04	98.40	98.30	99.06
Rb	308	307	251	290	272	189
Cs	6.7	-	-	-	-	-
Sr	<20	30	<20	30	56	125
Ba	68	61	78	52	121	538
Sc	2.4	-	-	-	-	-
Y	40	32	27	34	43	38
Zr	74	78	91	77	77	67
Hf	4.7	-	-	-	-	-
Th	37.2	-	-	-	-	-
U	3.2	-	-	-	-	-
Nb	30	25	28	33	24	*20
Ta	5.2	-	-	-	-	-
SEE						
La	25.1	-	-	-	-	-
Ce	45.9	-	-	-	-	-
Nd	12.3	-	-	-	-	-
Sm	.8	-	-	-	-	-
Eu	.14	-	-	-	-	-
Tb	.32	-	-	-	-	-
Yb	2.19	-	-	-	-	-
Lu	.22	-	-	-	-	-
CIPW-Norm						
Ab	35.81	34.80	32.80	32.08	26.00	26.31
Or	30.34	29.78	28.75	29.73	32.76	31.91
An	.32	.62	.75	.74	2.49	4.30
Qz	32.30	33.54	35.64	35.51	36.20	34.37
Di	.05	-	-	-	-	-
Wo	.13	-	-	-	-	-
Hy	-	.25	.15	.35	.41	.88
Mt	-	-	-	-	-	-
Hm	.83	.78	.85	.90	1.03	1.21
Il	.06	.02	.09	.04	.22	.09
Tn	.14	-	-	-	-	-
Ru	-	.08	.06	.08	.01	.08
Ap	.05	.05	.10	.02	.05	.17
C	-	.07	.83	.55	.85	.69
DI	98.45	98.12	97.18	97.31	94.95	92.60

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. B (Fortsetzung)

Probe	21242	21245	21252	21262	21263	21264
SiO ₂	75.3	76.2	75.5	75.4	77.0	75.6
Al ₂ O ₃	12.5	12.2	12.4	12.5	12.6	12.5
Fe ₂ O ₃ *	.86	.79	.78	.78	.75	.85
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.15	.02	.14	.05	.01	.05
CaO	.13	.14	.18	.15	.12	.24
Na ₂ O	3.82	3.79	3.62	3.91	4.11	4.05
K ₂ O	5.31	5.06	5.08	5.06	4.62	4.86
TiO ₂	.10	.09	.10	.10	.08	.10
P ₂ O ₅	.04	.02	.02	.01	.02	.02
MnO	.03	.02	.02	.02	.04	.01
Summe	98.24	98.33	97.84	97.98	99.35	98.28
Rb	289	378	297	306	415	267
Cs	-	-	-	-	-	-
Sr	<20	<20	25	24	<20	29
Ba	93	86	65	74	29	52
Sc	-	-	-	-	-	-
Y	32	46	35	38	53	33
Zr	84	96	65	69	63	70
Hf	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-
Nb	29	32	22	33	61	29
Ta	-	-	-	-	-	-
SEE						
La	-	-	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-
CIPW-Norm:						
Ab	32.90	32.61	31.31	33.77	35.01	34.87
Or	31.94	30.41	30.68	30.52	27.48	29.22
An	.39	.57	.78	.69	.47	1.08
Qz	32.95	35.10	35.23	33.60	35.43	33.49
Di	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-
Hy	.38	.05	.36	.13	.03	.13
Mt	-	-	-	-	-	-
Hm	.88	.80	.80	.80	.76	.87
Il	.07	.04	.04	.04	.09	.02
Tn	-	-	-	-	-	-
Ru	.07	.07	.08	.08	.04	.09
Ap	.10	.05	.05	.02	.05	.05
C	.33	.29	.68	.35	.67	.19
DI	97.79	98.13	97.22	97.89	97.91	97.58

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. B (Fortsetzung)

Probe	21271	21272	21274	21275	21276	21277
SiO ₂	75.4	75.2	75.8	76.4	76.1	76.1
Al ₂ O ₃	12.7	12.4	12.3	12.6	12.4	12.1
Fe ₂ O ₃ *	1.10	1.41	1.03	1.04	.73	.93
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.05	.32	.08	.05	.05	.06
CaO	.13	.39	.07	.31	.15	.23
Na ₂ O	4.13	2.95	3.63	4.08	4.20	3.47
K ₂ O	4.79	5.67	5.09	5.65	4.97	5.06
TiO ₂	.11	.08	.10	.11	.09	.10
P ₂ O ₅	.02	.05	.04	.04	.02	.03
MnO	.02	.04	.01	.04	.01	.01
Summe	98.45	98.51	98.15	100.32	98.72	98.09
Rb	283	137	322	226	300	233
Cs	-	-	-	2.0	4.0	-
Sr	34	64	<20	<20	29	<20
Ba	62	588	71	87	66	46
Sc	-	-	-	1.8	1.2	-
Y	34	28	50	36	37	41
Zr	85	100	87	107	69	85
Hf	-	-	-	4.2	4.3	-
Th	-	-	-	41.9	42.9	-
U	-	-	-	14.5	11.5	-
Nb	40	<20	29	27	27	28
Ta	-	-	-	4.4	-	-
SEE						
La	-	-	-	32.8	37.0	-
Ce	-	-	-	57.4	57.1	-
Nd	-	-	-	27.8	19.9	-
Sm	-	-	-	2.0	1.5	-
Eu	-	-	-	.21	.16	-
Tb	-	-	-	.46	.22	-
Yb	-	-	-	2.30	2.14	-
Lu	-	-	-	.23	.23	-
CIPW-Norm:						
Ab	35.50	25.35	31.30	33.25	36.00	29.93
Or	28.75	34.03	30.65	33.28	29.75	30.48
An	.52	1.63	.09	-	.31	.96
Qz	33.27	35.72	35.71	30.80	32.80	36.76
Di	-	-	-	.27	.03	-
Wo	-	-	-	.44	.02	-
Hy	.13	.81	.20	-	.11	.15
Mt	-	-	-	-	-	-
Hm	1.12	1.43	1.05	.68	.74	.95
Il	.04	.09	.02	.09	.02	.02
Tn	-	-	-	.16	.20	-
Ru	.09	.04	.09	-	-	.09
Ap	.05	.12	.10	.09	.05	.07
C	.54	.78	.80	-	-	.58
DI	97.51	95.10	97.65	97.39	98.55	97.17

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. B (Fortsetzung)

Probe	21282	21284	21285	21286	21287	21291
SiO ₂	75.1	75.1	75.4	75.4	76.5	76.4
Al ₂ O ₃	13.2	12.3	12.0	12.3	12.3	11.9
Fe ₂ O ₃ *	.50	1.18	1.24	1.42	1.25	.97
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.12	.18	.44	.60	.21	.13
CaO	.18	.33	.62	.85	.45	.15
Na ₂ O	4.08	3.84	3.39	3.65	3.10	4.01
K ₂ O	5.87	5.01	4.93	3.79	4.44	4.42
TiO ₂	.09	.11	.11	.11	.11	.08
P ₂ O ₅	.02	.04	.02	.04	.04	.01
MnO	.02	.09	.16	.13	.07	.03
Summe	99.18	98.18	98.31	98.29	98.47	98.10
Rb	260	277	248	228	196	344
Cs	-	5.8	-	-	-	9.3
Sr	<20	<20	<20	33	<20	<20
Ba	<20	127	104	152	207	<20
Sc	-	2.1	-	-	-	2.9
Y	27	41	33	46	32	45
Zr	<15	116	102	109	102	137
Hf	-	5.6	-	-	-	10.4
Th	-	50.6	-	-	-	47.8
U	-	13.6	-	-	-	11.4
Nb	34	33	26	31	29	44
Ta	-	5.2	-	-	-	.2
SEE						
La	-	41.5	-	-	-	17.6
Ce	-	70.6	-	-	-	32.5
Nd	-	24.1	-	-	-	13.4
Sm	-	2.7	-	-	-	.7
Eu	-	.22	-	-	-	.06
Tb	-	.43	-	-	-	.20
Yb	-	2.58	-	-	-	3.13
Lu	-	.24	-	-	-	.36
CIPW-Norm:						
Ab	34.81	33.10	29.18	31.42	26.64	34.59
Or	34.97	30.15	29.63	22.79	26.64	26.62
An	.37	1.40	3.00	4.02	2.00	.69
Qz	28.72	33.34	35.49	37.71	40.94	36.36
Di	.13	-	-	-	-	-
Wo	.07	-	-	-	-	-
Hy	.24	.46	1.11	1.52	.53	.33
Mt	-	-	.21	.11	-	-
Hm	.50	1.20	1.12	1.37	1.27	.99
Il	.04	.20	.21	.21	.15	.07
Tn	.17	-	-	-	-	-
Ru	-	.01	-	-	.03	.05
Ap	.05	.10	.05	.10	.10	.02
C	-	.06	.01	.76	1.70	.28
DI	98.50	96.59	94.30	91.92	94.22	97.58

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. B (Fortsetzung)

Probe	21293	21299	21304	21307	21312	21319
SiO ₂	74.8	76.2	76.5	76.5	76.7	76.3
Al ₂ O ₃	13.1	12.4	12.6	12.8	11.9	12.8
Fe ₂ O ₃ *	1.00	.79	.80	.82	.63	.93
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.16	.09	.11	.08	.03	.19
CaO	.42	.28	.32	.15	.20	.17
Na ₂ O	3.69	4.27	3.99	4.03	3.79	4.22
K ₂ O	5.63	4.79	5.08	4.90	4.55	4.90
TiO ₂	.15	.09	.09	.10	.11	.11
P ₂ O ₅	.03	.02	.02	.02	.02	.02
MnO	.02	.02	.01	.02	.01	.02
Summe	99.00	98.95	99.52	99.42	97.94	99.66
Rb	196	235	220	318	314	284
Cs	2.7	2.9	-	-	-	-
Sr	106	<20	<20	27	<20	36
Ba	274	45	<20	63	57	65
Sc	2.5	2.5	-	-	-	-
Y	25	30	33	40	51	34
Zr	106	74	62	79	69	73
Hf	6.2	4.9	-	-	-	-
Th	44.7	46.3	-	-	-	-
U	11.1	18.0	-	-	-	-
Nb	24	25	32	44	22	35
Ta	-	-	-	-	-	-
SEE						
La	41.2	25.0	-	-	-	-
Ce	72.7	48.8	-	-	-	-
Nd	35.5	18.7	-	-	-	-
Sm	3.7	.9	-	-	-	-
Eu	.51	.07	-	-	-	-
Tb	.34	.24	-	-	-	-
Yb	2.17	2.52	-	-	-	-
Lu	.17	.17	-	-	-	-
CIPW-Norm						
Ab	31.54	36.51	33.93	34.30	32.74	35.83
Or	33.61	28.61	30.16	29.12	27.45	29.05
An	1.91	.53	1.46	.62	.88	.72
Qz	31.05	32.86	33.22	34.12	37.60	32.52
Di	-	.40	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-
Hy	.40	.04	.28	.20	.08	.47
Mt	-	-	-	-	-	-
Hm	1.01	.80	.80	.83	.64	.93
Il	.04	.04	.02	.04	.02	.04
Tn	-	.17	-	-	-	-
Ru	.13	-	.08	.08	.10	.08
Ap	.07	.05	.05	.05	.05	.05
C	.25	-	-	.65	.43	.29
DI	96.19	97.98	97.31	97.54	97.80	97.41

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. B (Fortsetzung)

Probe	21320	21322	21323	21324
SiO ₂	76.1	76.1	75.5	75.5
Al ₂ O ₃	12.9	12.1	12.3	12.5
Fe ₂ O ₃ *	.83	.95	1.02	.94
FeO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	.16	.08	.62	.14
CaO	.20	.09	.77	.20
Na ₂ O	4.54	4.75	3.28	3.11
K ₂ O	4.93	4.96	4.41	5.66
TiO ₂	.10	.09	.11	.11
P ₂ O ₅	.02	.02	.04	.02
MnO	.02	.01	.14	.06
Summe	99.80	99.15	98.19	98.24
Rb	294	291	257	265
Cs	-	-	-	-
Sr	28	<20	<20	<20
Ba	65	112	154	74
Sc	-	-	-	-
Y	36	44	39	48
Zr	74	83	107	116
Hf	-	-	-	-
Th	-	-	-	-
U	-	-	-	-
Nb	34	31	25	28
Ta	-	-	-	-
SEE				
La	-	-	-	-
Ce	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-
Sm	-	-	-	-
Eu	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-
CIPW-Norm				
Ab	38.49	34.92	28.27	26.79
Or	29.19	29.56	26.54	34.05
An	.26	-	3.62	.88
Qz	30.41	31.69	37.77	35.80
Di	.26	.03	-	-
Wo	-	.02	-	-
Hy	.28	.19	1.57	.35
Mt	-	-	.14	-
Hm	.83	-	.94	.96
Il	.04	.02	.21	.13
Tn	.19	.20	-	-
Ru	-	-	-	.04
Ap	.05	.05	.10	.05
C	-	-	.84	.96
DI	98.09	96.17	92.57	96.63

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. C: Mittelwerte der Kagenfels Granit Proben:

	Mittelwert n = 40	mittelk. G. n = 22	Porphyre n = 8	Rhyolithe n = 7
Hauptelemente in Gew.-%:				
SiO ₂	75.9	75.9	75.9	75.7
Al ₂ O ₃	12.5	12.5	12.5	12.2
Fe ₂ O ₃	0.95	0.87	0.96	1.15
MgO	0.15	0.10	0.11	0.33
CaO	0.27	0.15	0.32	0.48
Na ₂ O	3.80	3.98	3.83	3.48
K ₂ O	5.03	5.02	5.17	4.67
TiO ₂	0.10	0.10	0.11	0.11
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.03	0.03
MnO	0.04	0.02	0.03	0.10
-----	-----	-----	-----	-----
	98.77	98.66	98.96	98.28

Spurenelemente in ppm:

Rb	276	294	250	259
Sr	31	<20	34	<20
Ba	109	68	155	119
Zr	84	74	89	113
Y	38	38	37	41
Nb	29	31	27	31

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Tab. D: Mittelwerte aus 8 neutronenaktivierten Proben
=====

(in ppm):
=====

U	12.2
Th	44.2
Ta	3.9
Sc	2.2
Hf	5.9
Cs	4.4
La	32.4
Ce	56.3
Nd	21.3
Sm	1.9
Eu	0.21
Tb	0.32
Yb	2.43
Lu	0.23
La/Yb	13.3

Tab. E Mittelwert der Netto-Intensitäten und 2-fache

Standardabweichung aus dreifachen RFA-Messungen

einer Tablette:

	21237	21262	21263
Si	7018 +- 0.62%	6953 +- 0.46%	7074 +- 0.56%
Al	3549 +- 1.26%	3605 +- 0.20%	3622 +- 0.34%
Fe	383 +- 2.02%	337 +- 3.38%	320 +- 2.62%
Mg	4 +- 24.74%	2 +- 39.16%	1 +- 93.04%
Ca	931 +- 1.38%	910 +- 1.74%	795 +- 1.28%
Na	20 +- 10.90%	21 +- 8.36%	22 +- 1.38%
K	5472 +- 0.64%	5602 +- 0.66%	5085 +- 0.54%
Ti	147 +- 5.56%	143 +- 2.66%	109 +- 1.64%
P	2 +- 15.96%	1 +- 17.48%	1 +- 35.64%
Mn	81 +- 12.82%	83 +- 10.22%	144 +- 5.94%
Rb	1543 +- 0.88%	1634 +- 1.82%	2213 +- 1.28%
Sr	54 +- 19.30%	44 +- 21.80%	32 +- 10.92%
Ba	9 +- 12.10%	11 +- 25.32%	7 +- 33.52%
Y	86 +- 20.94%	95 +- 10.30%	133 +- 2.70%
Zr	145 +- 7.58%	132 +- 10.50%	122 +- 1.96%
Nb	65 +- 26.22%	66 +- 12.62%	123 +- 21.08%

Tab. F Chemische Analysen der Alkalifeldspäte des Kagenfels Granits und Strukturformeln:

Probe:	21201	21202	21203	21204	21205	21209 ⁺
SiO ₂	65.70	66.20	65.10	65.60	65.50	65.50
Al ₂ O ₃	17.70	18.90	18.30	18.10	19.00	18.75
Fe ₂ O ₃ *	0.30	0.21	0.34	0.26	0.44	0.29
MgO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.08	0.13
CaO	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Na ₂ O	1.94	2.32	2.18	2.21	3.33	2.89
K ₂ O	13.32	13.25	12.97	13.12	12.17	12.55
Summe	99.00	100.95	98.95	99.34	100.57	100.15

Spurenelemente in ppm:

Rb	630	617	645	714	704	689
Sr	25	55	40	47	29	34
Ba	75	370	188	223	146	176

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	3.032	2.996	3.005	3.016	2.975	2.987
Al	0.963	1.008	0.996	0.981	1.017	1.008
Fe	0.012	0.008	0.013	0.010	0.017	0.011
Mg	0.001	0.002	0.001	0.001	0.005	0.009
Ca	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Na	0.174	0.204	0.195	0.197	0.293	0.256
K	0.784	0.765	0.764	0.770	0.705	0.730
Z	3.994	4.004	4.001	3.997	3.992	3.995
X	0.959	0.970	0.961	0.969	1.001	0.988

Feldspatenglieder in Mol.-%:

An	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2
Ab	18.1	21.0	20.3	20.3	29.3	25.9
Or	81.7	78.8	79.4	79.5	70.5	73.9

* Gesamteisen als Fe₂O₃

+ Doppelanalyse

Probe:	21210	21212	21213	21214	21215	21217
SiO ₂	65.20	65.40	65.40	65.70	64.90	66.30
Al ₂ O ₃	18.90	19.00	18.70	18.90	18.40	18.50
Fe ₂ O ₃ *	0.47	0.23	0.25	0.26	0.21	0.26
MgO	0.06	0.05	0.02	0.01	0.01	0.06
CaO	0.04	0.02	0.01	0.06	0.04	0.09
Na ₂ O	2.32	2.13	2.25	2.80	2.19	2.56
K ₂ O	13.63	13.90	13.71	12.56	13.41	12.73
Summe	100.62	100.73	100.34	100.29	99.16	100.50

Spurenelemente in ppm:

Rb	775	809	894	738	734	310
Sr	71	45	28	18	28	133
Ba	622	219	166	157	125	630

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.976	2.979	2.989	2.989	2.997	3.008
Al	1.017	1.020	1.007	1.013	1.001	0.989
Fe	0.018	0.009	0.010	0.010	0.008	0.010
Mg	0.004	0.003	0.001	0.001	0.001	0.004
Ca	0.002	0.001	0.000	0.003	0.002	0.004
Na	0.205	0.188	0.199	0.247	0.196	0.225
K	0.794	0.808	0.799	0.729	0.790	0.737
Z	3.992	3.999	3.996	4.003	3.998	3.998
X	1.001	0.997	0.999	0.979	0.988	0.966

Feldspatenglieder in Mol.-%:

An	0.2	0.1	0.0	0.3	0.2	0.5
Ab	20.5	18.9	20.0	25.2	19.8	23.3
Or	79.3	81.0	80.0	74.5	80.0	76.2

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Probe:	21219 ⁺	21220	21221 ⁺	21223	21224 ⁺	21225 ⁺
SiO ₂	65.85	64.80	65.60	65.10	65.25	65.40
Al ₂ O ₃	18.90	18.60	19.10	18.60	18.80	18.85
Fe ₂ O ₃ *	0.22	0.24	0.30	0.17	0.30	0.28
MgO	0.04	0.15	0.01	0.01	0.08	0.10
CaO	0.06	0.01	0.06	0.10	0.01	0.07
Na ₂ O	3.64	1.72	2.80	2.28	2.28	3.08
K ₂ O	12.04	14.17	12.98	13.78	13.10	12.22
Summe	100.75	99.69	100.85	100.04	99.82	100.00

Spurenelemente in ppm:

Rb	639	803	698	450	1330	751
Sr	33	59	15	77	15	24
Ba	198	413	60	1007	55	101

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.983	2.986	2.977	2.987	2.988	2.984
Al	1.009	1.010	1.022	1.006	1.015	1.014
Fe	0.008	0.009	0.011	0.007	0.011	0.011
Mg	0.003	0.010	0.001	0.001	0.005	0.007
Ca	0.003	0.000	0.003	0.005	0.000	0.003
Na	0.320	0.154	0.246	0.203	0.202	0.272
K	0.696	0.833	0.751	0.807	0.765	0.711
Z	3.991	3.996	3.998	3.993	4.003	3.997
X	1.018	0.987	1.001	1.014	0.968	0.987

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.3	0.1	0.3	0.5	0.1	0.3
Ab	31.4	15.6	24.6	20.0	20.9	27.6
Or	68.3	84.4	75.1	79.5	79.0	72.1

* Gesamteisen als Fe₂O₃

+ Doppelanalyse

Probe:	21226	21227	21228	21229 ⁺	21230	21231
SiO ₂	65.30	65.60	65.20	64.80	65.80	65.30
Al ₂ O ₃	18.50	18.70	18.60	18.30	19.00	18.60
Fe ₂ O ₃ *	0.23	0.21	0.22	0.24	0.40	0.27
MgO	0.01	0.03	0.02	0.01	0.11	0.06
CaO	0.02	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05
Na ₂ O	2.68	2.49	3.54	2.92	2.96	3.10
K ₂ O	12.77	13.05	11.78	12.42	12.34	12.27
Summe	99.51	100.11	99.41	98.73	100.67	99.65

Spurenelemente in ppm:

Rb	786	827	697	699	657	747
Sr	22	29	19	26	12	12
Ba	81	113	137	114	105	107

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.998	2.995	2.989	2.997	2.983	2.991
Al	1.001	1.006	1.005	0.998	1.015	1.004
Fe	0.009	0.008	0.008	0.009	0.015	0.010
Mg	0.001	0.002	0.001	0.001	0.007	0.004
Ca	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002
Na	0.239	0.220	0.315	0.262	0.260	0.275
K	0.748	0.760	0.689	0.733	0.714	0.717
Z	3.998	4.001	3.994	3.995	3.998	3.995
X	0.987	0.982	1.006	0.997	0.977	0.995

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2
Ab	24.2	22.4	31.3	26.3	26.6	27.7
Or	75.7	77.4	68.5	73.5	73.1	72.1

* Gesamteisen als Fe₂O₃

+ Doppelanalyse

Probe:	21232 ⁺	21233	21234	21235	21236	21237
SiO ₂	65.60	65.00	65.50	65.40	66.60	66.20
Al ₂ O ₃	18.75	18.30	18.70	18.70	18.70	19.00
Fe ₂ O ₃ *	0.27	0.39	0.29	0.19	0.22	0.24
MgO	0.03	0.01	0.14	0.02	0.03	0.12
CaO	0.02	0.04	0.05	0.08	0.04	0.09
Na ₂ O	2.60	2.67	3.44	3.79	3.32	2.97
K ₂ O	12.86	12.49	11.68	11.31	12.06	12.06
Summe	100.13	98.90	99.80	99.49	100.97	100.68

Spurenelemente in ppm:

Rb	730	583	618	670	714	729
Sr	17	<10	22	24	22	32
Ba	120	37	121	148	135	97

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.993	3.001	2.988	2.989	3.003	2.991
Al	1.008	0.996	1.006	1.007	0.994	1.012
Fe	0.010	0.015	0.011	0.007	0.008	0.009
Mg	0.002	0.001	0.010	0.001	0.002	0.008
Ca	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002	0.004
Na	0.230	0.239	0.304	0.336	0.290	0.260
K	0.748	0.736	0.680	0.659	0.694	0.695
Z	4.001	3.996	3.994	3.997	3.996	4.003
X	0.979	0.977	0.987	0.999	0.986	0.960

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.1	0.2	0.2	0.4	0.2	0.5
Ab	23.5	24.5	30.8	33.6	29.4	27.1
Or	76.4	75.3	68.9	66.0	70.4	72.4

* Gesamteisen als Fe₂O₃

+ Doppelanalyse

Probe:	21239	21240 ⁺	21241	21242	21243	21245
SiO ₂	65.00	65.25	65.90	66.10	65.60	64.80
Al ₂ O ₃	18.30	18.10	18.40	18.80	18.80	18.40
Fe ₂ O ₃ *	0.17	0.19	0.15	0.24	0.21	0.33
MgO	0.01	0.04	0.03	0.07	0.01	0.09
CaO	0.11	0.16	0.19	0.04	0.02	0.08
Na ₂ O	2.08	2.03	2.30	3.47	3.60	4.03
K ₂ O	13.19	13.39	13.12	12.02	11.61	11.12
Summe	98.86	99.16	100.09	100.74	99.85	98.85

Spurenelemente in ppm:

Rb	490	598	406	687	779	707
Sr	58	106	154	15	24	25
Ba	905	560	1258	103	103	118

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	3.005	3.010	3.007	2.991	2.990	2.986
Al	0.997	0.984	0.990	1.003	1.010	0.999
Fe	0.007	0.007	0.006	0.009	0.008	0.013
Mg	0.001	0.003	0.002	0.005	0.001	0.006
Ca	0.005	0.008	0.009	0.002	0.001	0.004
Na	0.186	0.182	0.204	0.304	0.318	0.360
K	0.778	0.788	0.764	0.694	0.675	0.654
Z	4.002	3.995	3.997	3.993	3.999	3.985
X	0.970	0.978	0.977	1.000	0.994	1.018

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.6	0.8	1.0	0.2	0.1	0.4
Ab	19.2	18.6	20.8	30.4	32.0	35.4
Or	80.2	80.6	78.2	69.4	67.9	64.2

* Gesamteisen als Fe₂O₃

+ Doppelanalyse

Probe:	21246	21248	21249	21250	21251	21252
SiO ₂	65.40	66.00	66.30	65.60	64.90	66.00
Al ₂ O ₃	18.70	19.00	18.30	18.70	18.80	18.80
Fe ₂ O ₃ *	0.31	0.25	0.32	0.28	0.31	0.25
MgO	0.03	0.04	-	0.02	0.05	0.03
CaO	0.05	0.08	0.10	0.04	0.04	0.06
Na ₂ O	3.34	3.26	3.05	3.18	3.13	3.41
K ₂ O	12.16	12.37	12.37	12.15	12.13	11.80
Summe	99.99	101.00	100.44	99.97	99.36	100.35

Spurenelemente in ppm:

Rb	748	746	511	744	756	666
Sr	26	29	35	20	20	25
Ba	151	114	219	148	137	100

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.986	2.983	3.011	2.992	2.981	2.993
Al	1.006	1.012	0.979	1.005	1.018	1.005
Fe	0.012	0.009	0.012	0.011	0.012	0.009
Mg	0.002	0.003	0.000	0.001	0.003	0.002
Ca	0.002	0.004	0.005	0.002	0.002	0.003
Na	0.296	0.286	0.269	0.281	0.279	0.300
K	0.708	0.713	0.717	0.707	0.711	0.683
Z	3.992	3.995	3.990	3.997	3.998	3.998
X	1.006	1.003	0.990	0.990	0.991	0.985

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.2	0.4	0.5	0.2	0.2	0.3
Ab	29.4	28.5	27.1	28.4	28.1	30.4
Or	70.4	71.1	72.4	71.4	71.7	69.3

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Probe:	21253	21254	21255	21258	21260	21261
SiO ₂	65.50	65.20	66.40	64.60	66.70	65.70
Al ₂ O ₃	18.90	18.20	18.50	18.30	19.00	19.20
Fe ₂ O ₃ *	0.31	0.26	0.34	0.28	0.35	0.31
MgO	0.12	-	0.14	0.03	0.02	0.11
CaO	0.08	0.05	0.09	0.08	0.12	0.10
Na ₂ O	3.34	2.74	3.06	3.41	3.53	3.84
K ₂ O	11.74	12.90	12.06	11.91	11.64	11.05
Summe	99.99	99.35	100.59	98.61	101.36	100.31

Spurenelemente in ppm:

Rb	676	930	922	648	636	675
Sr	29	28	21	27	32	23
Ba	109	125	131	207	151	137

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.983	3.002	3.005	2.990	2.993	2.975
Al	1.014	0.988	0.987	0.998	1.005	1.025
Fe	0.012	0.010	0.013	0.011	0.013	0.012
Mg	0.008	0.000	0.009	0.002	0.001	0.007
Ca	0.004	0.002	0.004	0.004	0.006	0.005
Na	0.295	0.245	0.269	0.306	0.307	0.337
K	0.682	0.758	0.696	0.703	0.666	0.638
Z	3.997	3.990	3.992	3.989	3.998	4.000
X	0.981	1.005	0.969	1.013	0.979	0.980

Feldspatenglieder in Mol.-%:

An	0.4	0.2	0.5	0.4	0.6	0.5
Ab	30.1	24.3	27.7	30.2	31.4	34.4
Or	69.5	75.4	71.8	69.4	68.0	65.1

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Probe:	21262	21263	21264	21265	21266	21268
SiO ₂	65.70	65.30	64.50	64.50	65.90	65.20
Al ₂ O ₃	19.10	18.60	18.50	17.90	18.60	18.30
Fe ₂ O ₃ *	0.26	0.28	0.22	0.25	0.31	0.25
MgO	0.06	0.01	-	-	-	-
CaO	0.04	0.01	0.05	0.10	0.03	0.14
Na ₂ O	3.16	2.58	3.19	2.49	2.05	3.03
K ₂ O	12.63	13.38	12.41	13.41	13.96	12.16
Summe	100.95	100.16	98.87	98.65	100.85	99.08

Spurenelemente in ppm:

Rb	755	1098	737	480	737	431
Sr	19	<10	23	36	56	85
Ba	112	102	120	113	247	447

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.976	2.989	2.983	3.001	2.998	3.001
Al	1.020	1.003	1.009	0.982	0.997	0.993
Fe	0.010	0.011	0.009	0.010	0.012	0.010
Mg	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.002	0.000	0.002	0.005	0.001	0.007
Na	0.277	0.229	0.286	0.225	0.181	0.270
K	0.730	0.781	0.732	0.796	0.810	0.714
Z	3.995	3.992	3.992	3.983	3.995	3.994
X	1.009	1.011	1.021	1.026	0.995	0.991

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.2	0.0	0.2	0.5	0.1	0.7
Ab	27.5	22.7	28.0	21.9	18.2	27.3
Or	72.3	77.3	71.7	77.6	81.6	72.0

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Probe:	21271	21272	21274	21275	21276	21277
SiO ₂	65.10	67.30	65.60	66.40	66.50	66.30
Al ₂ O ₃	18.80	18.10	18.90	18.50	19.20	19.00
Fe ₂ O ₃ *	0.26	0.25	0.30	0.32	0.26	0.35
MgO	-	-	0.01	0.03	0.03	-
CaO	0.05	0.10	0.04	0.11	0.04	0.05
Na ₂ O	2.96	2.16	2.99	2.54	3.14	1.80
K ₂ O	12.46	12.99	12.29	12.79	12.22	13.93
Summe	99.63	100.90	100.13	100.69	101.39	101.43

Spurenelemente in ppm:

Rb	743	296	747	466	735	618
Sr	14	122	45	70	30	27
Ba	147	1446	142	251	132	62

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.984	3.037	2.988	3.009	2.987	2.994
Al	1.016	0.963	1.014	0.988	1.017	1.011
Fe	0.010	0.009	0.011	0.012	0.010	0.013
Mg	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000
Ca	0.002	0.005	0.002	0.005	0.002	0.002
Na	0.263	0.189	0.264	0.223	0.273	0.158
K	0.729	0.748	0.714	0.739	0.700	0.802
Z	4.000	3.999	4.002	3.997	4.004	4.005
X	0.994	0.942	0.980	0.968	0.976	0.962

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.2	0.5	0.2	0.6	0.2	0.3
Ab	26.5	20.1	26.9	23.1	28.0	16.4
Or	73.3	79.4	72.9	76.4	71.8	83.4

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Probe:	21280	21281	21282	21284	21291	21295
SiO ₂	65.50	65.90	64.90	67.50	65.20	67.20
Al ₂ O ₃	18.70	18.60	18.30	17.00	17.90	17.70
Fe ₂ O ₃ *	0.23	0.25	0.24	0.52	0.67	0.47
MgO	-	0.01	-	0.07	0.05	0.13
CaO	0.03	0.06	0.06	-	0.10	0.08
Na ₂ O	2.54	2.56	2.91	0.88	3.81	3.58
K ₂ O	12.88	13.02	12.40	14.17	11.21	10.29
Summe	99.88	100.40	98.81	100.14	98.94	99.45

Spurenelemente in ppm:

Rb	740	493	574	561	800	482
Sr	32	21	12	31	19	98
Ba	158	35	<20	311	95	686

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffe):

Si	2.995	3.000	2.999	3.077	3.004	3.048
Al	1.008	0.998	0.997	0.913	0.972	0.946
Fe	0.009	0.010	0.009	0.020	0.026	0.018
Mg	0.000	0.001	0.000	0.005	0.003	0.009
Ca	0.001	0.003	0.003	0.000	0.005	0.004
Na	0.225	0.226	0.261	0.078	0.340	0.315
K	0.751	0.756	0.731	0.824	0.659	0.595
Z	4.003	3.997	3.995	3.991	3.976	3.994
X	0.978	0.985	0.995	0.902	1.004	0.914

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.2	0.3	0.3	0.0	0.5	0.4
Ab	23.0	22.9	26.2	8.6	33.9	34.4
Or	76.8	76.8	73.5	91.4	65.6	65.1

* Gesamteisen als Fe₂O₃

Probe:	21300	21307	21308	21319 ⁺	21320	21322
SiO ₂	64.50	64.80	66.40	65.80	65.30	65.50
Al ₂ O ₃	18.40	18.80	19.10	18.65	19.00	18.80
Fe ₂ O ₃ *	0.32	0.32	0.30	0.29	0.29	0.24
MgO	0.07	-	0.10	0.02	0.03	0.03
CaO	0.06	0.05	0.06	0.09	0.06	0.04
Na ₂ O	3.31	3.24	4.00	3.36	3.32	3.26
K ₂ O	11.91	11.64	10.85	11.50	12.07	12.41
Summe	98.57	98.85	100.81	99.71	100.07	100.28

Spurenelemente in ppm:

Rb	622	732	940	689	752	737
Sr	35	26	17	39	24	27
Ba	168	105	66	120	74	302

Strukturformel (basierend auf 8 Sauerstoffatome):

Si	2.987	2.984	2.987	2.999	2.977	2.984
Al	1.004	1.020	1.013	1.002	1.021	1.009
Fe	0.012	0.012	0.011	0.011	0.011	0.009
Mg	0.005	0.000	0.007	0.001	0.002	0.002
Ca	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.002
Na	0.297	0.289	0.349	0.297	0.293	0.288
K	0.703	0.684	0.623	0.669	0.702	0.721
Z	3.991	4.004	4.000	4.001	3.998	3.994
X	1.004	0.976	0.974	0.970	0.998	1.011

Feldspatendglieder in Mol.-%:

An	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.2
Ab	29.6	29.7	35.8	30.6	29.4	28.5
Or	70.1	70.1	63.9	68.9	70.3	71.3

* Gesamteisen als Fe₂O₃

+ Doppelanalyse

Tab. G Mittelwert aus 69 Alkalifeldspat-
=====

analysen des Kagenfels Granits:
=====

SiO ₂	65.6
Al ₂ O ₃	18.6
Fe ₂ O ₃ (ges.)	0.29
MgO	0.04
CaO	0.06
Na ₂ O	2.88
K ₂ O	12.51

	99.98
Rb	690
Sr	37
Ba	229
K/Rb	150.5
Rb/Ba	3.0
Ba/Sr	6.2

Tab. H. Direkte und reziproke Gitterkonstanten der Alkalifeldspäte:

Bezeichnungen:		* : Grundmasseaufnahmen		Ng: Nebengestein		kk.: feinkörniges Gefüge		21.../1: Einzelkornbestimmungen					
Probe	a/a^* (Å)/(Å ⁻¹)	b/b^* (Å)/(Å ⁻¹)	c/c^* (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	ΔV (Å ³)	n				
21201 *	8.581 .12973	12.984 .07702	7.204 .15452	90.00	116.07	90.00	721.03	.33	22				
21201/1	8.584 .12967	12.971 .07710	7.210 .15438	90.00	116.05	90.00	721.23	.26	43				
21201/2	8.584 .12965	12.973 .07709	7.210 .15436	90.00	116.03	90.00	721.40	.37	29				
21201/3	8.583 .12971	12.978 .07705	7.208 .15445	90.00	116.07	90.00	721.20	.29	34				
21202	8.591 .12963	12.976 .07709	7.214 .15433	90.35	116.08	88.63	722.09	.31	47				
21203	8.559 .12954	12.974 .07712	7.213 .15434	90.54	116.08	88.08	722.43	.40	41				
21204	8.582 .12969	12.971 .07710	7.209 .15439	90.02	116.04	89.86	721.01	.37	35				
21205	8.596 .12955	12.971 .07712	7.213 .15436	90.39	116.08	88.61	722.16	.38	33				
21205/1	8.579 .12969	12.979 .07705	7.206 .15441	90.25	116.00	90.00	721.14	.33	42				
21206 *	8.576 .12975	12.988 .07700	7.206 .15441	90.00	116.01	90.00	721.30	.44	35				
21206/1	8.581 .12962	12.987 .07700	7.200 .15450	90.00	115.97	90.00	721.33	.28	43				
21209	8.583 .12969	12.972 .07711	7.214 .15429	90.31	116.04	88.96	721.47	.24	38				
21210	8.583 .12966	12.972 .07710	7.213 .15428	90.34	116.02	88.94	721.59	.39	32				
21211	8.587 .12961	12.970 .07712	7.214 .15425	90.14 90.18	116.03	88.97 91.01	721.91	.29	40				

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	a/a^* (Å)/(Å ⁻¹)	b/b^* (Å)/(Å ⁻¹)	c/c^* (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	ΔV (Å ³)	n
21212	8.593 .12962	12.974 .07710	7.213 .15438	90.36 90.27	116.10	88.62 91.36	721.97	.49	35
21213	8.583 .12969	12.964 .07714	7.211 .15435	90.12 90.06	116.05	89.62 90.37	720.85	.26	29
21214	8.586 .12961	12.971 .07710	7.210 .15434	90.09 90.11	116.02	89.56 90.45	721.62	.27	35
21215	8.584 .12968	12.977 .07706	7.205 .15451	90.00 90.00	116.06	90.00 90.00	720.98	.44	23
21216	8.587 .12964	12.972 .07710	7.212 .15436	90.15 90.10	116.06	89.45 90.54	721.57	.36	37
21217	8.586 .12964	12.968 .07711	7.212 .15433	90.09 90.12	116.04	89.55 90.45	721.45	.24	39
21218	8.590 .12959	12.967 .07712	7.213 .15433	90.11 90.12	116.06	89.50 90.51	721.79	.32	27
21219	8.578 .12977	12.976 .07707	7.203 .15453	90.00 90.00	116.05	90.00 90.00	720.24	.32	25
21220	8.581 .12972	12.966 .07713	7.210 .15437	90.11 90.14	116.04	89.47 89.57	720.68	.32	37
21221	8.588 .12961	12.973 .07708	7.210 .15437	90.08 90.12	116.04	90.53 90.44	721.73	.35	40
21222	8.584 .12974	12.980 .07704	7.206 .15454	90.00 90.00	116.11	90.00 90.00	720.96	.37	24
21223	8.582 .12976	12.971 .07710	7.208 .15448	90.00 90.00	116.10	90.00 90.00	720.58	.33	31
21223 Ng	8.578 .12972	12.986 .07701	7.202 .15450	90.00 90.00	116.01	90.00 90.00	720.97	.35	34
21224	8.587 .12965	12.966 .07713	7.213 .15434	90.11 90.11	116.07	89.54 90.46	721.40	.32	36
21225	8.585 .12966	12.971 .07710	7.209 .15441	90.00 90.00	116.05	90.00 90.00	721.19	.36	30
21226	8.583 .12964	12.974 .07708	7.212 .15427	90.00 90.00	116.01	90.00 90.00	721.79	.33	36

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	$\frac{a}{(\text{\AA})} / \left(\frac{\text{\AA}}{\text{\AA}^{-1}} \right)^*$	$\frac{b}{(\text{\AA})} / \left(\frac{\text{\AA}}{\text{\AA}^{-1}} \right)^*$	$\frac{c}{(\text{\AA})} / \left(\frac{\text{\AA}}{\text{\AA}^{-1}} \right)^*$	α/α^* ($^\circ$)	β ($^\circ$)	γ/γ^* ($^\circ$)	V ($\text{\AA}^3$)	ΔV ($\text{\AA}^3$)	n
21227	8.580 .12977	12.976 .07707	7.206 .15451	90.00	116.08	90.00	720.55	.43	26
21228	8.582 .12973	12.980 .07704	7.204 .15453	90.00	116.08	90.00	720.82	.32	23
21229	8.577 .12981	12.983 .07702	7.204 .15455	90.00	116.08	90.00	720.50	.42	25
21230	8.578 .12972	12.978 .07706	7.205 .15444	90.00	116.01	90.00	720.79	.39	29
21231	8.585 .12971	12.979 .07705	7.206 .15451	90.00	116.09	90.00	721.13	.33	33
21232	8.581 .12974	12.982 .07703	7.205 .15453	90.00	116.08	90.00	720.93	.36	29
21233	8.581 .12973	12.987 .07700	7.203 .15456	90.00	116.07	90.00	721.09	.28	32
21234	8.584 .12968	12.977 .07706	7.205 .15449	90.00	116.06	90.00	721.07	.29	28
21235	8.582 .12972	12.978 .07705	7.208 .15446	90.00	116.07	90.00	721.08	.31	26
21236	8.582 .12970	12.983 .07703	7.205 .15449	90.00	116.06	90.00	721.22	.36	30
21237	8.582 .12973	12.980 .07704	7.206 .15451	90.00	116.08	90.00	720.92	.25	36
21238 *	8.574 .12978	12.990 .07698	7.200 .15454	90.00	116.02	90.00	720.73	.35	25
21239	8.587 .12963	12.979 .07705	7.203 .15453	90.00	116.05	90.00	721.22	.46	23
21240	8.579 .12977	12.981 .07704	7.204 .15454	90.00	116.08	90.00	720.66	.32	34
21241 Ng	8.578 .12973	12.987 .07700	7.190 .15477	90.00	116.03	90.00	719.76	.27	42
21242	8.583 .12967	12.982 .7703	7.206 .15447	90.00	116.05	90.00	721.37	.27	40

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	a/a^* (Å)/(Å ⁻¹)	b/b^* (Å)/(Å ⁻¹)	c/c^* (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	ΔV (Å ³)	n
21243	8.582 .12966	12.981 .07703	7.204 .15446	90.00 90.00	116.02	90.00 90.00	721.30	.22	38
21245	8.576 .12976	12.982 .07703	7.204 .15446	90.00 90.00	116.02	90.00 90.00	720.82	.25	45
21246	8.581 .12969	12.974 .07708	7.206 .15442	90.00 90.00	116.02	90.00 90.00	720.91	.25	42
21247a *	8.583 .12966	12.983 .07703	7.207 .15442	90.00 90.00	116.03	90.00 90.00	721.64	.38	28
21247b *	8.582 .12976	12.981 .07703	7.208 .15448	90.00 90.00	116.10	90.00 90.00	721.13	.44	12
21247c *	8.579 .12966	12.985 .07701	7.206 .15436	90.00 90.00	115.98	90.00 90.00	721.71	.35	25
21247d *	8.583 .12964	12.984 .07702	7.206 .15441	90.00 90.00	116.01	90.00 90.00	721.72	.28	37
21247e *	8.581 .12970	12.983 .07702	7.205 .15447	90.00 90.00	116.04	90.00 90.00	721.29	.34	37
21247f *	8.580 .12969	12.984 .07702	7.207 .15440	90.00 90.00	116.02	90.00 90.00	721.58	.37	30
21247g *	8.583 .12967	12.983 .07702	7.204 .15448	90.00 90.00	116.03	90.00 90.00	721.32	.34	30
21247h *	8.586 .12962	12.986 .07701	7.206 .15442	90.00 90.00	116.03	90.00 90.00	721.98	.36	34
21247i *	8.583 .12963	12.979 .07705	7.204 .15442	90.00 90.00	116.00	90.00 90.00	721.41	.34	33
21248	8.584 .12968	12.975 .07707	7.208 .15442	90.00 90.00	116.05	90.00 90.00	721.21	.34	38
21249	8.579 .12977	12.979 .07705	7.205 .15451	90.00 90.00	116.06	90.00 90.00	720.61	.26	35
21250	8.582 .12970	12.975 .07707	7.206 .15446	90.00 90.00	116.05	90.00 90.00	720.92	.25	39
21251	8.578 .12973	12.977 .07706	7.205 .15446	90.00 90.00	116.02	90.00 90.00	720.68	.25	44

Tab. H
(Fortsetzung)

Probe	a/a^* (Å)/(Å ⁻¹)	b/b^* (Å)/(Å ⁻¹)	c/c^* (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	ΔV (Å ³)	n
21252	8.578 .12974	12.983 .07703	7.206 .15446	90.00	116.04	90.00	721.06	.37	37
21253	8.578 .12975	12.975 .07707	7.206 .15441	90.00	116.01	90.00	720.80	.34	28
21254	8.580 .12971	12.969 .07711	7.208 .15439	90.00	116.03	90.00	720.76	.32	43
21255	8.580 .12963	12.974 .07708	7.210 .15427	90.00	115.97	90.00	721.60	.30	38
21258	8.583 .12967	12.976 .07706	7.205 .15448	90.00	116.04	90.00	720.98	.22	45
21260	8.578 .12971	12.977 .07706	7.205 .15444	90.00	116.01	90.00	720.81	.28	43
21261	8.578 .12972	12.973 .07708	7.207 .15441	90.00	116.02	90.00	720.71	.25	38
21262	8.585 .12965	12.971 .07710	7.209 .15440	90.00	116.04	90.00	721.18	.27	41
21263	8.579 .12973	12.974 .07708	7.209 .15438	90.00	116.04	90.00	720.97	.26	46
21263/1	8.582 .12968	12.966 .07712	7.209 .15439	90.00	116.04	90.00	720.78	.37	30
21264	8.584 .12968	12.968 .07711	7.213 .15433	90.00	116.06	89.50	721.27	.42	26
21265	8.582 .12970	12.972 .07709	7.208 .15442	90.00	116.05	90.48	720.95	.29	35
21266	8.583 .12969	12.966 .07713	7.211 .15435	90.00	116.05	90.00	720.99	.28	40
21268	8.584 .12966	12.968 .07712	7.211 .15436	90.09	116.04	90.39	721.19	.28	50
21269/1	8.585 .12967	12.982 .07703	7.208 .15443	90.03	116.06	90.21	721.67	.27	41
21271	8.586 .12963	12.967 .07712	7.212 .15433	90.00	116.04	90.00	721.42	.25	37

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	$\frac{a/a^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{b/b^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{c/c^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{d/d^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{e/e^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{f/f^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{g/g^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{h/h^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$	$\frac{i/i^*}{(\lambda)/(\lambda^*)}$
21272 N ₂	8.711	12.989	1.204	90.00	116.03	90.00	121.13	31	38
21272 *	8.716	12.989	1.204	90.00	116.03	90.00	121.13	31	38
21272 *	8.721	12.982	1.204	90.00	116.03	90.00	121.13	31	38
21274	8.726	12.9703	1.204	90.00	116.03	90.00	121.13	31	38
21274	8.731	12.967	1.204	90.00	116.03	90.00	121.13	31	38
21275	8.736	12.980	1.206	90.00	116.01	90.00	121.13	31	38
21276	8.741	12.972	1.214	90.03	116.08	90.00	121.04	30	40
21277	8.746	12.9709	1.214	90.09	116.08	90.00	121.04	30	40
21278 *	8.751	12.968	1.212	90.11	116.04	90.00	121.04	30	40
21278 *	8.756	12.983	1.211	90.11	116.05	90.00	121.04	30	40
21280	8.761	12.966	1.214	90.13	116.08	90.00	121.04	30	40
21281	8.766	12.966	1.210	90.33	116.00	90.00	121.04	30	40
21282	8.771	12.9714	1.212	90.14	116.05	90.00	121.04	30	40
21284	8.776	12.9709	1.212	90.08	116.05	90.00	121.04	30	40
21285	8.781	12.981	1.206	90.98	116.01	90.00	121.04	30	40
21285	8.786	12.968	1.213	90.12	116.05	90.00	121.04	30	40
21285/1	8.791	12.9711	1.213	90.12	116.05	90.00	121.04	30	40
21286	8.796	12.9708	1.211	90.00	116.04	90.00	121.04	30	40
21287	8.801	12.971	1.211	90.11	116.07	90.00	121.04	30	40
21288a *	8.806	12.969	1.213	90.10	116.06	90.00	121.04	30	40
21288a *	8.811	12.971	1.213	90.17	116.09	90.00	121.04	30	40
21288a *	8.816	12.9714	1.213	90.31	116.09	90.00	121.04	30	40

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	a/a^* (Å)/(Å ⁻¹)	b/b^* (Å)/(Å ⁻¹)	c/c^* (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	ΔV (Å ³)	n
21288b *	8.597 .12957	12.970 .07714	7.212 .15438	90.50 90.32	116.08	88.19 91.76	721.90	.24	43
21288c *	8.584 .12965	12.972 .07710	7.210 .15435	90.18 90.07	116.03	89.44 90.53	721.37	.30	28
21288d *	8.593 .12962	12.972 .07713	7.213 .15434	90.49 90.32	116.07	88.24 91.72	721.82	.29	35
21288e *	8.590 .12956	12.969 .07712	7.213 .15427	90.28 90.19	116.01	88.97 91.01	722.03	.34	29
21288f *	8.594 .12964	12.970 .07714	7.215 .15434	90.52 90.30	116.10	88.22 91.73	721.82	.32	42
21288g *	8.580 .12971	12.966 .07713	7.210 .15435	90.14 90.13	116.03	89.41 90.59	720.70	.28	56
21288h *	8.583 .12967	12.970 .07711	7.213 .15430	90.13 90.14	116.04	89.44 90.57	721.41	.30	52
21288i *	8.591 .12963	12.974 .07712	7.213 .15432	90.51 90.32	116.05	88.17 91.79	721.93	.26	41
21288k *	8.591 .12962	12.973 .07712	7.213 .15432	90.47 90.31	116.06	88.29 91.67	721.88	.28	39
21288l *	8.596 .12959	12.973 .07712	7.209 .15444	90.47 90.39	116.08	88.14 91.85	721.73	.17	33
21288l/1	8.586 .12958	12.991 .07698	7.207 .15437	90.00 90.00	115.99	90.00 90.00	722.55	.24	37
21288m *	8.592 .12953	12.970 .07712	7.212 .15429	90.29 90.17	116.01	89.00 90.97	722.09	.42	37
21288n *	8.583 .12966	12.972 .07709	7.208 .15439	90.05 90.05	116.02	89.77 90.22	721.15	.27	57
21288o *	8.583 .12967	12.970 .07710	7.210 .15437	90.05 90.05	116.03	89.78 90.22	721.14	.37	30
21288p *	8.591 .12961	12.974 .07712	7.212 .15433	90.52 90.31	116.04	88.18 91.77	721.88	.25	37
21289	8.597 .12956	12.976 .07709	7.212 .15439	90.37 90.28	116.09	88.57 91.41	722.35	.25	53

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	$\frac{a/a^*}{(\text{\AA})/(\text{\AA}^{-1})}$	$\frac{b/b^*}{(\text{\AA})/(\text{\AA}^{-1})}$	$\frac{c/c^*}{(\text{\AA})/(\text{\AA}^{-1})}$	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V ($\text{\AA}^3$)	$\frac{\Delta V}{(\text{\AA}^3)}$	n
21290a *	8.597	12.972	7.211	90.32	116.01	88.64	722.51	.38	28
	.12946	.07711	.15431	90.31		91.36			
21290b *	8.591	12.977	7.215	90.34	116.01	88.90	722.74	.32	23
	.12954	.07707	.15424	90.16		91.05			
21290c *	8.581	12.967	7.210	90.09	116.01	89.65	721.02	.35	35
	.12967	.07712	.15433	90.07		90.34			
21290d *	8.584	12.977	7.209	90.02	116.06	89.85	721.40	.24	47
	.12967	.07706	.15442	90.05		90.16			
21290e *	8.588	12.971	7.213	90.09	116.08	89.55	721.67	.36	23
	.12965	.07710	.15435	90.11		90.45			
21290f *	8.579	12.966	7.210	90.09	116.01	89.65	720.81	.32	39
	.12970	.07713	.15432	90.07		90.34			
21290g *	8.581	12.968	7.212	90.10	116.03	89.64	721.14	.26	32
	.12969	.07711	.15431	90.07		90.35			
21290h *	8.583	12.971	7.208	90.05	116.04	89.80	720.92	.20	55
	.12968	.07710	.15442	90.04		90.20			
21290i *	8.599	12.973	7.212	90.39	116.09	88.54	722.33	.25	48
	.12953	.07711	.15440	90.28		91.43			
21290i/l	8.587	12.993	7.210	90.00	116.01	90.00	722.87	.22	37
	.12958	.07697	.15434	90.00		90.00			
21290k *	8.581	12.996	7.200	90.00	115.95	90.00	721.93	.38	40
	.12960	.07695	.15447	90.00		90.00			
21290l *	8.577	12.991	7.201	90.00	115.98	90.00	721.32	.49	23
	.12970	.07698	.15447	90.00		90.00			
21290m *	8.580	12.996	7.203	90.00	116.00	90.00	721.92	.29	37
	.12967	.07695	.15446	90.00		90.00			
21290m/l	8.569	12.994	7.196	90.00	115.99	90.00	720.20	.37	21
	.12982	.07696	.15461	90.00		90.00			
21290n *	8.584	12.997	7.196	90.00	115.98	90.00	721.69	.32	32
	.12959	.07694	.15459	90.00		90.00			
21291	8.581	12.978	7.209	90.00	116.05	90.00	721.17	.22	48
	.12973	.07705	.15442	90.00		90.00			

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	$\frac{a}{(\text{\AA})} / (\text{\AA}^{-1})$	$\frac{b}{b^*} / (\text{\AA}^{-1})$	$\frac{c}{c^*} / (\text{\AA}^{-1})$	α/α^* (%)	β (%)	γ/γ^* (%)	V ($\text{\AA}^3$)	ΔV ($\text{\AA}^3$)	n
21293	8.581 .12969	12.986 .07701	7.201 .15454	90.00 90.00	116.03	90.00 90.00	721.05	.29	39
21295	8.582 .12968	12.969 .07711	7.209 .15438	90.06 90.04	116.03	89.79 90.21	720.98	.20	65
21298/1	8.595 .12961	12.971 .07714	7.215 .15433	90.47 90.35	116.09	88.21 91.76	722.01	.29	45
21298/2	8.577 .12978	12.985 .07701	7.207 .15445	90.00 90.00	116.06	90.00 90.00	721.06	.27	45
21300	8.584 .12968	12.979 .07705	7.206 .15449	90.00 90.00	116.07	90.00 90.00	721.21	.28	37
21304	8.578 .12968	12.990 .07699	7.200 .15449	90.00 90.00	115.98	90.00 90.00	721.21	.24	45
21306 *	8.584 .12965	12.976 .07707	7.209 .15439	90.00 90.00	116.04	90.00 90.00	721.47	.37	28
21307	8.585 .12968	12.971 .07710	7.211 .15440	90.00 90.00	116.07	90.00 90.00	721.24	.28	32
21308	8.595 .12959	12.975 .07709	7.215 .15433	90.35 90.25	116.10	88.68 91.30	722.39	.23	58
21312 *	8.586 .12953	12.969 .07711	7.209 .15425	90.00 90.00	115.94	90.00 90.00	721.85	.40	29
21319	8.582 .12969	12.965 .07713	7.210 .15435	90.10 90.07	116.04	89.64 90.35	720.78	.22	69
21320	8.581 .12972	12.968 .07712	7.212 .15433	90.16 90.10	116.05	89.44 90.55	721.00	.20	56
	8.585	12.969	7.211	90.00	116.02	90.00	721.55	.28	53
21321b *	.12962	.07711	.15431	90.00		90.00			
	8.585	12.965	7.214	90.10	116.07	89.49	721.28	.33	30
21322	.12967	.7714	.15431	90.14		90.52			
	8.589	12.969	7.211	90.11	116.04	89.51	721.70	.22	56
21323	.12959	.07711	.15434	90.12		90.49			
	8.585	12.974	7.209	90.00	116.05	90.00	721.42	.24	37
	.12966	.07708	.15440	90.00		90.00			

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	$\frac{a/a^*}{(\text{\AA})/(\text{\AA}^{-1})}$	$\frac{b/b^*}{(\text{\AA})/(\text{\AA}^{-1})}$	$\frac{c/c^*}{(\text{\AA})/(\text{\AA}^{-1})}$	α/α^* ($^\circ$)	β ($^\circ$)	γ/γ^* ($^\circ$)	V ($\text{\AA}^3$)	ΔV ($\text{\AA}^3$)	n
21324	8.582 .12971	12.982 .07703	7.206 .15449	90.00	116.06	90.00	721.21	.39	28
21325 *	8.584 .12973	13.001 .07691	7.201 .15465	90.00	116.11	90.00	721.67	.40	33
21326 *	8.572 .12981	12.971 .07710	7.211 .15431	90.06	116.02	89.66	720.57	.43	26
21327 * 2mm	8.573 .12978	12.988 .07700	7.195 .15464	90.09	116.01	90.34	720.05	.42	28
21327* Kon.	8.578 .12980	12.965 .07714	7.208 .15446	90.00	116.07	90.00	719.97	.44	34
21328 *	8.582 .12971	12.977 .07706	7.212 .15434	90.11	116.06	89.79	721.61	.33	37
21330 *	8.596 .12946	12.976 .07708	7.212 .15427	89.98	116.00	90.18	722.89	.37	36
21331 *	8.587 .12957	12.978 .07705	7.207 .15437	90.25	116.00	88.92	721.88	.27	39
21332* gelb	8.589 .12955	12.985 .07702	7.203 .15448	90.00	116.02	90.00	721.96	.27	37
21332* rot	8.585 .12961	12.982 .07703	7.206 .15440	90.00	116.01	90.00	721.79	.28	39
21333 *	8.5815 .12966	12.975 .07707	7.209 .15436	90.00	116.01	90.00	721.35	.37	36
21334*dicht	8.586 .12962	12.979 .07705	7.211 .15434	90.00	116.03	90.00	722.03	.42	30
21334 * kk.	8.580 .12972	12.969 .07711	7.210 .15436	90.00	116.04	89.69	720.86	.35	45
21335*dicht	8.584 .12960	12.976 .07706	7.206 .15439	90.08	116.00	90.31	721.49	.45	29
21335 * kk.	8.583 .12961	12.979 .07705	7.207 .15437	90.00	115.99	90.00	721.67	.45	30
21336 *	8.574 .12979	12.970 .07710	7.213 .15427	90.00	116.01	89.59	720.82	.31	41

Tab. H (Fortsetzung)

Probe	$\frac{a}{A} / (\text{\AA}^{-1})$	$\frac{b}{b^*} / (\text{\AA}^{-1})$	$\frac{c}{c^*} / (\text{\AA}^{-1})$	$\alpha / \alpha^* (^\circ)$	$\beta (^\circ)$	$\gamma / \gamma^* (^\circ)$	$\frac{V}{V_3} (\text{\AA}^3)$	$\frac{\Delta V}{(\text{\AA}^3)}$	n
21337 *	8.580 .12979	12.973 .07708	7.201 .15464	90.00 90.00	116.10	90.00 90.00	719.79	.45	25
21338 *	8.576 .12978	12.979 .07705	7.196 .15467	90.00 90.00	116.04	90.00 90.00	719.59	.49	26

Tab. I. Direkte und reziproke Gitterkonstanten der Perthitnismischungen.

Bezeichnungen: * : Grundmasseaufnahmen 21.../1: Einzelkornbestimmungen									
Probe	$\frac{a}{a^*}$ (Å)/(Å ⁻¹)	$\frac{b}{b^*}$ (Å)/(Å ⁻¹)	$\frac{c}{c^*}$ (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	$\frac{V}{V^*}$ (Å ³)	n
21201/1	8.143 .13731	12.794 .07838	7.155 .15660	94.30 86.36	116.58	87.68 90.44	664.78	.49	25
21204	8.138 .13741	12.787 .07842	7.155 .15661	94.22 86.40	116.59	87.77 90.38	663.97	.42	28
21205	8.148 .13742	12.787 .07842	7.162 .15665	94.28 86.30	116.73	87.83 90.27	664.60	.53	22
21225	8.140 .13739	12.790 .07840	7.159 .15654	94.27 86.35	116.60	87.76 90.37	664.57	.34	29
21242	8.143 .13734	12.796 .07838	7.156 .15660	94.33 86.32	116.60	87.68 90.43	664.85	.31	26
21245	8.138 .13742	12.792 .07839	7.155 .15662	94.24 86.35	116.60	87.82 90.32	664.21	.31	28
21249	8.141 .13742	12.795 .07838	7.159 .15660	94.29 86.33	116.64	87.75 90.37	664.69	.31	22
21251	8.140 .13741	12.788 .07841	7.157 .15659	94.24 86.39	116.61	87.75 90.40	664.27	.22	40
21252	8.142 .13740	12.794 .07838	7.158 .15660	94.27 86.38	116.63	87.70 90.44	664.65	.29	28
21258	8.138 .13747	12.797 .07837	7.158 .15660	94.32 86.34	116.64	87.66 90.45	664.48	.31	25
21262	8.142 .13735	12.793 .07839	7.157 .15659	94.30 86.34	116.60	87.70 90.42	664.69	.29	30
21263	8.138 .13743	12.799 .07834	7.159 .15654	94.19 86.44	116.60	87.75 90.43	664.92	.28	23
21263/1	8.139 .13743	12.793 .07839	7.158 .15656	94.23 86.40	116.61	87.75 90.40	664.52	.36	30
21264	8.140 .13740	12.793 .07839	7.157 .15657	94.28 86.34	116.60	87.76 90.37	664.54	.32	31

Tab. I (Fortsetzung)

Probe	a/a^* (Å)/(Å ⁻¹)	b/b^* (Å)/(Å ⁻¹)	c/c^* (Å)/(Å ⁻¹)	α/α^* (°)	β (°)	γ/γ^* (°)	V (Å ³)	$\frac{\Delta V}{(\Delta^3)}$	n
21271	8.139 .13744	12.789 .07841	7.161 .15652	94.28 86.38	116.62	87.68 90.46	664.46	.35	39
21274	8.140 .13742	12.795 .07838	7.157 .15662	94.26 86.38	116.63	87.72 90.42	664.47	.40	20
21276	8.138 .13745	12.787 .07842	7.161 .15651	94.22 86.43	116.62	87.70 90.46	664.40	.39	36
21277	8.139 .13743	12.791 .07841	7.159 .15655	94.29 86.37	116.62	87.68 90.44	664.46	.39	30
21280	8.139 .13740	12.789 .07841	7.158 .15654	94.24 86.39	116.59	87.73 90.42	664.48	.20	31
212881/1	8.133 .13749	12.793 .07839	7.155 .15659	94.27 86.36	116.58	87.72 90.42	663.91	.36	19
212901 *	8.144 .13731	12.791 .07840	7.154 .15663	94.26 86.38	116.58	87.72 90.42	664.54	.24	28
212901/1	8.136 .13750	12.797 .07837	7.160 .15656	94.28 86.36	116.63	87.71 90.42	664.49	.37	25
21290k *	8.141 .13735	12.793 .07839	7.156 .15658	94.27 86.36	116.58	87.72 90.42	664.63	.45	20
21307	8.139 .13741	12.789 .07841	7.160 .15652	94.26 86.38	116.60	87.72 90.42	664.50	.29	39
21319	8.138 .13747	12.790 .07840	7.159 .15658	94.25 86.37	116.63	87.74 90.39	664.25	.35	39
21320	8.136 .13746	12.791 .07840	7.157 .15656	94.24 86.40	116.59	87.72 90.43	664.16	.40	31
21322	8.139 .13740	12.793 .07839	7.159 .15654	94.29 86.33	116.60	87.74 90.38	664.63	.34	36

Tab. J Der Or-Gehalt und die strukturellen Indikatoren der Alkalifeldspäte:

Bezeichnungen: * : Grundmasseaufnahmen
 Ng: Nebengestein
 21.../1: Einzelkornbestimmungen

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}-t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21201 *	94	-.02	.81	-	.41	.41	.19
21201/1	95	.01	.87	-	.44	.44	.13
21201/2	95	-.01	.87	-	.43	.43	.13
21201/3	95	-.04	.85	-	.42	.42	.15
21202	98	.04	.91	.56	.73	.18	.09
21203	98	.03	.91	.81	.86	.05	.09
21204	94	.02	.89	.05	.47	.42	.11
21205	98	.00	.92	.57	.74	.17	.08
21205/1	95	-.01	.83	-	.42	.42	.17
21206 *	95	.02	.81	-	.41	.41	.19
21206/1	95	.02	.78	-	.39	.39	.22
21209	96	.01	.92	.42	.67	.25	.08
21210	96	.00	.91	.43	.67	.24	.09
21211	97	.00	.92	.42	.67	.25	.08
21212	97	.02	.91	.56	.74	.17	.09
21213	94	.04	.92	.15	.53	.39	.08
21214	96	.01	.90	.17	.53	.36	.10
	94	.03	.83	-	.42	.42	.17
21215	96	-.02	.91	.22	.56	.35	.09
21216	96	.00	.92	.17	.54	.37	.08
21217	97	.00	.93	.20	.56	.36	.07
21218	92	.04	.82	-	.41	.41	.18
21219	93	.03	.91	.21	.56	.35	.09
21220	96	-.01	.89	.17	.53	.36	.11
21221	94	-.01	.83	-	.42	.42	.17
21222	93	.03	.86	-	.43	.43	.14

Tab. J (Fortsetzung)

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}-t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21223 Ng	94	.00	.80	-	.40	.40	.20
21224	95	.01	.93	.18	.55	.37	.07
21225	95	.02	.87	-	.43	.43	.13
21226	97	.00	.88	-	.44	.44	.12
21227	93	.02	.84	-	.42	.42	.16
21228	94	.02	.82	-	.41	.41	.18
21229	93	-.01	.81	-	.41	.41	.19
21230	94	.01	.83	-	.42	.42	.17
21231	95	.00	.83	-	.42	.42	.17
21232	94	-.02	.82	-	.41	.41	.18
21233	95	-.04	.80	-	.40	.40	.20
21234	95	.03	.83	-	.42	.42	.17
21235	95	-.04	.85	-	.42	.42	.15
21236	95	-.03	.82	-	.41	.41	.18
21237	94	-.01	.83	-	.42	.42	.17
21238 *	94	-.01	.78	-	.39	.39	.22
21239	95	.04	.82	-	.41	.41	.18
21240	93	.01	.82	-	.41	.41	.18
21241 Ng	91	.09	.73	-	.36	.36	.27
21242	95	-.04	.83	-	.41	.41	.17
21243	95	.01	.82	-	.41	.41	.18
21245	94	.00	.82	-	.41	.41	.18
21246	94	.03	.85	-	.42	.42	.15
21247a *	96	.00	.83	-	.41	.41	.17
21247b *	95	.00	.84	-	.42	.42	.16
21247c *	96	.00	.82	-	.41	.41	.18
21247d *	96	-.01	.82	-	.41	.41	.18
21247e *	95	-.03	.82	-	.41	.41	.18
21247f *	96	.01	.83	-	.41	.41	.18
21247g *	95	-.01	.81	-	.41	.41	.17
21247h *	97	.01	.82	-	.41	.41	.19
21247i *	96	.02	.82	-	.41	.41	.18

Tab. J (Fortsetzung)

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}+t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21248	95	.00	.85	-	.43	.43	.15
21249	93	.01	.83	-	.41	.41	.17
21250	94	.03	.84	-	.42	.42	.16
21251	93	.02	.83	-	.42	.42	.17
21252	95	-.02	.82	-	.41	.41	.18
21253	94	.02	.84	-	.42	.42	.16
21254	94	.04	.87	-	.43	.43	.13
21255	96	-.03	.87	-	.43	.43	.13
21258	94	.03	.84	-	.42	.42	.16
21260	94	.02	.83	-	.42	.42	.17
21261	94	.02	.85	-	.43	.43	.15
21262	95	.02	.87	-	.43	.43	.13
21263	94	-.01	.86	-	.43	.43	.14
21263/1	94	.04	.88	-	.44	.44	.12
21264	95	-.02	.92	.20	.56	.36	.08
21265	94	.02	.86	-	.43	.43	.14
21266	94	.03	.91	.15	.53	.38	.09
21268	95	.01	.91	.09	.50	.41	.09
21269/1	96	.01	.84	-	.42	.42	.16
21271	96	.01	.92	.18	.55	.37	.08
21272	95	.00	.80	-	.40	.40	.20
21272 Ng	95	.00	.82	-	.41	.41	.18
21274	95	.00	.93	.19	.56	.37	.07
21275	95	-.02	.83	-	.42	.42	.17
21276	97	.02	.92	.10	.51	.41	.08
21277	96	.00	.92	.19	.55	.36	.08
21278 *	96	.04	.85	-	.43	.43	.15
21280	96	-.01	.93	.21	.57	.36	.07
21281	95	.04	.91	.43	.67	.24	.09
21284	95	-.01	.83	-	.41	.41	.17
21285	94	-.02	.92	.20	.56	.36	.08

Tab. J
(Fortsetzung)

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}-t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21285/l	96	.01	.86	-	.43	.43	.14
21286	96	.00	.90	.08	.49	.41	.10
21287	94	-.04	.92	.22	.57	.35	.18
21288a *	97	-.01	.92	.74	.83	.09	.08
21288b *	97	-.01	.91	.75	.83	.08	.09
21288c *	95	.00	.89	.22	.56	.34	.11
21288d *	97	.01	.91	.73	.82	.09	.09
21288e *	97	-.03	.92	.42	.67	.25	.08
21288f *	97	.02	.93	.74	.84	.10	.07
21288g *	93	.03	.91	.23	.57	.34	.09
21288h *	96	-.02	.92	.22	.57	.35	.08
21288i *	97	.02	.91	.77	.84	.07	.09
21288k *	97	.02	.91	.71	.81	.10	.09
21288l *	96	.02	.88	.78	.83	.05	.12
212881/l	98	-.03	.78	-	.39	.39	.22
21288m *	98	-.01	.91	.40	.66	.26	.09
21288n *	95	.02	.88	.08	.48	.40	.12
21288o *	95	.01	.90	.08	.49	.41	.10
21288p *	97	.01	.90	.76	.83	.07	.10
21289	98	.03	.90	.58	.74	.16	.10
21290a *	98	.03	.90	.56	.73	.17	.10
21290b *	100	.06	.91	.44	.68	.24	.09
21290c *	94	.03	.91	.13	.52	.39	.09
21290d *	95	-.03	.87	.06	.47	.41	.13
21290e *	96	-.01	.92	.17	.54	.37	.08
21290f *	94	.03	.91	.13	.52	.39	.09
21290g *	95	.00	.92	.14	.53	.39	.08
21290h *	94	.03	.88	.08	.48	.40	.12
21290i *	98	.01	.90	.60	.75	.15	.10
212901/l	100	.08	.82	-	.41	.41	.18
21290k *	97	.00	.76	-	.38	.38	.24
21290l *	95	-.04	.78	-	.39	.39	.22

Tab. J (Fortsetzung)

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}-t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21290m *	97	.03	.78	-	.39	.39	.22
21290m/1	92	.01	.75	-	.37	.37	.25
21290n *	96	.00	.74	-	.37	.37	.26
21291	95	-.01	.85	-	.43	.43	.15
21293	94	.01	.79	-	.40	.40	.21
21295	94	.03	.89	.08	.49	.41	.11
21298/1	97	.03	.93	.74	.84	.09	.07
21298/2	95	.01	.83	-	.41	.41	.17
21300	95	.00	.83	-	.42	.42	.17
21304	95	-.01	.78	-	.39	.39	.22
21306 *	96	-.03	.86	-	.43	.43	.14
21307	95	-.01	.88	-	.44	.44	.12
21308	98	.05	.92	-	.54	.73	.19
21312 *	97	.03	.87	-	.44	.44	.13
21319	94	.04	.91	.14	.52	.39	.09
21320	94	.00	.92	.22	.57	.35	.08
21321b *	96	.01	.88	-	.44	.44	.12
21322	95	.00	.94	.20	.57	.37	.06
21323	96	.01	.91	.19	.55	.36	.09
21324	95	.00	.86	-	.43	.43	.14
21325 *	96	-.04	.83	-	.41	.41	.17
21326 *	96	-.05	.76	-	.38	.38	.24
21327 *	93	-.03	.90	.13	.52	.38	.10
21327 * 2mm	92	.05	.76	-	.38	.38	.24
21327 * Kon.	92	.05	.90	.18	.54	.36	.10
21328 *	96	.05	.90	.08	.49	.41	.10
21330 *	98	.04	.90	.43	.67	.23	.10
21331 *	97	-.01	.84	-	.42	.42	.16
21332 *röt.	97	-.05	.83	-	.42	.42	.17
21332 *gelb.	97	.00	.81	-	.41	.41	.19
21333 *	95	-.01	.86	-	.43	.43	.14
21334 *dicht	97	-.05	.86	-	.43	.43	.14

Tab. J (Fortsetzung)

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}-t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21334 *klein	97	-.01	.90	.12	.51	.39	.10
21335 *dicht	96	.02	.84	-	.42	.42	.16
	*klein	96	.84	-	.42	.42	.16
21336 *	97	.06	.92	.16	.54	.38	.08
21337 *	91	.07	.82	-	.41	.41	.18
21338 *	91	.08	.78	-	.39	.39	.22

Tab. K Der Or-Gehalt und die strukturellen Indikatoren der Perthit-
mischungen:

Probe	Or in Mol.-%	Δa	$t_{10}+t_{1m}$	$t_{10}-t_{1m}$	t_{10}	t_{1m}	$2t_2$
21201/1	1	-.06	.98	.96	.97	.01	.02
21204	2	.01	.98	.96	.97	.01	.02
21205	1	.00	1.02	.93	.97	.05	-.02
21225	1	.00	.99	.97	.98	.01	.01
21242	1	.00	.96	1.00	.98	-.02	.00
21245	2	.00	.97	.94	.95	.01	.03
21249	1	.01	.98	.97	.98	.01	.02
21251	2	.00	.99	.97	.98	.01	.01
21252	1	.00	.98	.99	.99	-.01	.02
21258	1	-.01	.97	1.01	.99	.02	.03
21262	1	.00	.98	.99	.98	.01	.02
21263	1	-.01	.97	.97	.97	.00	.03
21263/1	1	.00	.98	.97	.98	.01	.02
21264	1	.00	.98	.97	.97	.00	.02
21271	1	.00	1.01	1.00	1.01	.00	-.01
21274	1	.00	.97	.98	.98	-.01	.03
21276	2	.00	1.01	.99	1.00	.01	-.01
21277	1	.00	.99	.99	.99	.00	.01
21280	1	.00	.99	.98	.99	.01	.01
212881/1	2	.00	.96	.99	.98	-.01	.04
212901*	1	.01	.96	.98	.97	-.01	.04
212901/1	1	.01	.99	.99	.99	.00	.01
21290k*	1	.00	.97	.99	.98	-.01	.03
21307	1	.00	1.00	.98	.99	.01	.00
21319	2	.00	.99	.97	.98	.01	.01
21320	2	.00	.98	.98	.98	.00	.02
21322	1	.01	.99	.97	.98	.01	.03

Literaturverzeichnis:

=====

ALTHERR, R. (1979):

Die miozäne Granitprovinz des Attisch-Kykladischen Kristallinkomplexes (Griechenland). - Fortschr. Miner. 57, Beih. 1, 5-6.

BAMBAUER, H.U., KROLL, H., NAGER, H.E. und PENTINGHAUS H. (1974):

Feldspat-Mischkristalle - Eine Übersicht. - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 97, 313-345.

BERNOTAT, W.H. (1982):

Ein neues Maß für die Verzerrung der Kristallgitter in entmischten Alkalifeldspäten. - Fortschr. Miner. 60, Beih. 1, 43.

BHATTACHARJI, S. und NEHRU, C.E. (1972):

Igneous differentiation models for the origin of Mount Johnson, a zoned Monteregeian intrusion, Quebec, Canada. - Proc. 24th Intern. Geol. Congr., Montreal, 14, 3-17.

BOUSEILY, A.M. el und SOKKARY, A.A. el (1975):

The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. - Chem. Geol., 16, 207-219.

BROWN, W.L. und PARSON, I. (1981):

Towards a more practical two-feldspar geothermometer. - Contr. Min. Petr. 76, 369-377.

BURNHAM, C.W. (1962):

Lattice constant refinement. - Carnegie Inst. Wash. Year Book 61, 132-135.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. und CHAPPELL, B.W. (1982): Natur and Origin of A-Type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. - Contr. Mineral. Petrol. 80, 189-200.

ELLER, J. P. von (1959):

Contribution a l'étude des faciès marginaux du granit de Natzwiller et du granite du Kagenfels (Champ-du-Feu). Cortège filonien. - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., t. 12, fasc. 2, 85-96.

ELLER, J. P. von (1961):

Développement subvolcanique et volcanique d'un granite hercynien des Vosges septentrionales: le granite du Kagenfels. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn. 3, 2, 101-107.

ELLER, J. P. von (1965):

Dioritisation, Granitisation et Métamorphisme dans les Vosges cristallines du Nord. - Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 18, 3, 117-143.

ELLER, J. P. von (1972):

Introduction. Terrains cristallins et cristallophylliens. Tectonique Nord d'Urbeis, Champ-du-Feu, granite des Crêtes. - Beiheft zur geologischen Karte von Selestat (Nr. 307), Bureau de Recherches géologiques et Minières, Orleans Cedex/France

EMMERMANN, R., DAIEVA, L. und SCHNEIDER J. (1975):

Petrologic significance of rare earths distribution in granites. - Contrib. Mineral. Petrol. 52, 267-283.

FLUCK, P. (1984):

Neue Ergebnisse zur Entwicklung des Varistikums in den Vogesen. - Fortschr. Miner. 62, Beih. 2, 37-47.

GUIDOTTI, C. V., HERD, H.H. and TUTTLE, C.L. (1973):

Composition and structural state of K-feldspars from K-feldspar + sillimanite grade rocks in northwestern Maine. - Amer. Mineral., 58, 705-716.

HAHN-WEINHEIMER, P., PROPACH, G. und RASCHKA, H. (1971):
Zur Genese des Kagenfels Granits. - Bull. Serv. Carte
géol. Als. Lorr., 24, 1, 5-35.

HANSEN, G. N. (1978):
The application of trace elements to the petrogenesis of
igneous rocks of granitic composition. - Earth Planet.
Sci. Lett., 38, 26-43.

HARLOW, G.E. und BROWN Jr., G.E. (1980):
Low albite: an x-ray and neutron diffraction study.
- Amer. Mineral., 65, 986-995.

HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. und WILDEMAN, T.R.
(1968): Relative and absolute terrestrial abundances of
the rare earths. In Origin and Distribution of the Ele-
ments. - L. AHRENS, ed. Pergamon Press, Oxford, Int. Ser.
Mon. Earth Sci. 30, 899-912.

HEIER, K.S. (1962)
Trace elements in feldspars - a review. - Norsk Geol.
Tidsskr. 42, 415-454.

HEIER, K.S. und TAYLOR, S.R. (1959):
Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian
pre-Cambrian alkali feldspars. - Geochim. Cosmochim.
Acta 17, 286-304.

KOLJONEN, T. und ROSENBERG, R.J. (1974):
Rare earth elements in granitic rocks. - Lithos 7,
249-261.

KROLL, H. (1971b):
Determination of Al,Si distribution in alkali feldspars
from X-ray powder data. - Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.
2, 91-94.

KROLL, H. (1973):

Estimation of the Al,Si distribution of feldspars from lattice translations Tr $[110]$ and Tr $[1\bar{1}0]$. - Contr. Mineral. and Petrol. 39, 141-156.

KROLL, H. und KNITTER, R. (1985):

Kinetik des Al,Si Ordnungsvorgangs in Alkali-Feldspäten.
- Fortschr. Miner. 63, Beih. 1, 127.

KUDO, A.M. und WEILL, D.F. (1970):

An Igneous Plagioclase Thermometer. - Contr. Min. Petr. 25, 52-65.

LAVES, F. (1960):

Al/Si-Verteilungen, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte. - Z. Krist. 113, 265-296.

LUTH, W.C., JAHNS, R.C. und TUTTLE, O.F. (1964):

The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars.
- Journ. Geophys. Res. 69, 759-773.

MACKENZIE, W.S. und SMITH, J.V. (1962):

Single crystal X-ray studies of crypto- and microperthites. - Norsk Geol. Tidssk., 42, 2, 72-103.

MITTFELDEHLDT, D.W. und MILLER C.F. (1983):

Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anormalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. - Geochim. Cosmochim. Acta 47, 109-124.

NAGASAWA, H. und SCHNETZLER, C.C. (1971):

Partitioning of rare earth, alkali und alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma.
- Geochim. Cosmochim. Acta 35, 953-968.

NAKAMURA, N. (1974):

Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta 38, 757-775.

NOCKOLDS, S.R. (1966):

The behaviour of some elements during fractional crystallization of magma. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 30, 267-278.

PARSONS, I. (1977):

Feldspars and fluids in cooling plutons. - *Min. Mag.*, Vol. 42, 321, 1-17.

PITCHER, W.S. (1979):

The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. - *J. Geol. Soc. London*, Vol. 136, 627-662.

PUPIN, J.P. (1980):

Zircon and granite petrology. - *Contr. Mineral. Petrol.* 73, 207-220.

PROPACH, G. (1971):

Petrographie und Werdegang des Kagenfels Granits. - *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 24, 1, 5-34.

REIBEL, G. und WURTZ, C.R. (1984):

Étude pétrographique et géochimique de la bande médiane volcanique du Champ-du-Feu (Vosges du Nord). - *Fortschr. Miner.* 62, 48-51.

RIBBE, P. H. (1983):

Feldspar Mineralogy, Vol. 2. - Mineralogical Society of America.

SCHRÜCKE H. und WEINER K.L. (1981):

Mineralogie. - de Gruyter, Berlin 9528.

SHEARER, C.K., PAPIKE, J.J. und LAUL, J.C. (1985):

Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: Implications concerning pegmatite evolution. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 663-673.

SMITH, J.V. (1974a):

Feldspar Minerals. I. Crystal Structure and Physical Properties. - Springer Verlag: Heidelberg, 627 Seiten.

SMITH, J.V. (1974b):

Feldspar Minerals. II. Chemical and Textural Properties. - Springer Verlag: Heidelberg, 690 Seiten.

STEWART, D.B. (1975):

Optical properties of alkali feldspars. - Mineral. Soc. Amer. Short Course Notes, vol. 2, Feldspar Mineralogy, St 23-St 30.

STEWART, D.B., und RIBBE, P.H. (1969):

Structural explanation for variation in cell parameters of alkali feldspar with Al/Si ordering. - Amer. J. Sci. 267-A, 444-462.

STEWART, D. B. und WRIGHT, T. L. (1974):

Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. - Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 97, 356-377.

STORM, R. (1979):

Wahrscheinlichkeitsrechnung, mathematische Statistik und statistische Qualitätskontrolle. - VEB Fachbuchverlag Leipzig.

STORMER, J.C. und WHITNEY, J.A. (1985):

Two feldspar and iron-titanium oxide equilibria in silicic magmas and the depth of origin of large volume ash-flow tuffs. - Amer. Mineral., 70, 52-64.

SU, S.-C., BLOSS, F.D., RIBBE, P.H. und STEWART, D.B. (1983):

Rapid and precise optical determination of Al,Si ordering in potassic feldspars. - Abstr. N.A.T.O. Advanced Study Inst. on Feldspars and Feldspathoids, Rennes, France.

TAYLOR, S.R., EWART, A. und CAPP, A.C. (1968):

Leucogranites and rhyolites: Trace element evidence for fractional crystallisation and partial melting. - *Lithos* 1, 179-186.

THÉOBALD, N. (1953):

Le Mont Saint-Odile et ses environs. - *Annales Université de la Sarre*, Saarbrücken.

TRÖGER, W. E. (1969):

Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2 Textband, 2. Auflage. - E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

TUTTLE, O.F. und BROWN, N.L. (1958):

Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . - *Geo. Soc. of America*, Memoir 74.

WATSON, E.B. (1979):

Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. - *Contr. Mineral. Petrol.* 70, 407-419.

WHITNEY, J.A. und STORMER, J.C. (1977):

Two-Feldspar Geothermometry. - *Contr. Mineral. Petrol.* 63, 51-64.

WHITTAKER, E.J.W. und MUNTUS, R. (1970):

Ionic radii for use in geochemistry. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 945-956.

WILSON, J.R. und COATS J.S. (1972):

Alkali feldspars from part of the Galway granite, Ireland. - *Mineral. Magazine* 38, 801-810.

WINKLER H.G.F. (1967):

Die Genese der metamorphen Gesteine. - Springer, Berlin.

WRIGHT, T.L. und STEWART, D.B. (1968):

X-ray and optical study of alkali feldspar. I. Determination of composition and structural state from refined unit cell parameters and 2V. - Amer. Mineral. 53, 38-87.

LEBENS LAUF

Persönliche Daten:

Kraft Walter, geb. am 10.09.1952 in München, deutsch, evangelisch, ledig.

Eltern:

Johann Kraft, Lokomotivbetriebsinspektor a. D.
Erika Kraft, geb. Kellermann, Hausfrau.

Schulbesuch:

Sept. 1958 - Juli 1966 Volksschule (Feldkirchen bei München und München) - Volksschulabschluß.
Sept. 1966 - Juli 1969 städt.Friedrich-List-Wirtschaftsaufbauschule, München - mittlere Reife.
Sept. 1969 - Juli 1970 Übergangsklasse in der städt.Friedrich-List-WAS - Gymnasialreife.
Sept. 1970 - Juli 1974 Adolf-Weber-Wirtschaftsgymnasium, München - Abitur.

Bundeswehr:

01.07.1974 - 30.06.1976 Zeitsoldat bei einer Fernmeldekompanie, Murnau.

Studium:

WS 1976/77 - einschließlich WS 1980/81 Betriebswirtschaftslehre - erreicht: Zwischenprüfung am 11.05.1978, zusätzlich drei Scheine des Hauptstudiums.
WS 1976/77 - einschließlich WS 1981/82 Mineralogie
Abschluß: Diplom-Hauptprüfung am 07.12.1981

Berufstätigkeit:

01.02.1982 - 30.09.1984 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Mineralogie und Petrographie, München.
bis Aug. 1986 Erstellung der Doktorarbeit

München, den 06. Aug. 1986

